

## Tesis Doctoral

# Caracterización de la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar asociadas a extremos de caudal de ríos andinos y su variabilidad en baja frecuencia

Araneo, Diego C.

2006

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

#### Cita tipo APA:

Araneo, Diego C.. (2006). Caracterización de la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar asociadas a extremos de caudal de ríos andinos y su variabilidad en baja frecuencia. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

#### Cita tipo Chicago:

Araneo, Diego C.. "Caracterización de la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar asociadas a extremos de caudal de ríos andinos y su variabilidad en baja frecuencia". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2006.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires



**Universidad de Buenos Aires**  
**Facultad de Cs. Exactas y Naturales**  
**Dpto. de Cs. de la Atmósfera y los Océanos**

---

# **Caracterización de la Circulación Atmosférica y la Temperatura Superficial del Mar asociadas a extremos de caudal de ríos andinos y su variabilidad en baja frecuencia**



**Tesista**  
**Lic. Diego C. Araneo**

**Director**  
**Dra. Rosa H. Compagnucci**

Tesis presentada para aspirar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires  
—Diciembre de 2006—

A mis padres, Camilo y Noemí, por su amor, enseñanzas y apoyo incondicional, que permitieron que llegara a esta altura de mi vida.

A Rosa, quien con gran generosidad a lo largo de este tiempo, me enseñó las riquezas de la ciencia, logrando introducirme en la aventura de la investigación con sus constantes desafíos.

A mis amigos de la “ACA Pompeya” y de la vida, por llenar mi vida de alegría, por convertirse en el sostén necesario y la mano segura en el momento preciso, por su generosidad infinita, por ser todo lo que representan los amigos incondicionales.

A Eduardo, María Laura, Mariana, Paula, Olga y mis compañeros del CBC, de quienes me cultivo constantemente y que sin darse cuenta se convirtieron en el maestro indispensable en el constante aprendizaje de la vida.

Al Señor, alfarero del hombre, por toda su maravillosa creación, quien dio sentido a mi existencia y ama lo que soy...

*¿Sabes qué es la estadística?*

*Una cosa con la que se hace  
la cuenta general de los que nacen,  
van al hospital, a la cárcel,  
a la curia o a la fosa.*

*Mas para mí la parte más curiosa  
es la que da el promedio general  
en que todo se parte por igual,  
hasta en la población menesterosa.*

*Por ejemplo, resulta sin engaño,  
que según la estadística del año  
te toca un pollo y medio cada mes.*

*Y aunque el pollo de tu mesa se halle ausente,  
entras en la estadística igualmente  
porque hay alguno que se come tres.*

*Carlos Alberto Salustri  
"Trilusa"*



## INDICE GENERAL

|   |    |
|---|----|
| RESUMEN   | 1  |
| ABSTRACT  | 3  |
| 1. INTRODUCCIÓN   | 6  |
| 1.1 Antecedentes existentes sobre el conocimiento del tema  | 6  |
| 1.2 Importancia y aporte original   | 9  |
| 1.3. Objetivos e hipótesis  | 11 |
| 2. REGIONALIZACIÓN DE LOS REGÍMENES MENSUALES DE LOS CAUDALES DE RÍOS CORDILLERANOS                         | 13 |
| 2.1. Introducción   | 13 |
| 2.2. Datos y Metodología  | 13 |
| 2.3. Resultados   | 27 |
| 2.4. Conclusiones   | 36 |
| 3. RELACIONES ENTRE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LA VARIABILIDAD DE LOS CAUDALES DE LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT | 39 |
| 3.1. Introducción   | 39 |
| 3.2. Datos y metodología  | 39 |
| 3.3. Resultados   | 40 |
| 3.3.1 Geopotencial y vector viento  | 41 |
| 3.3.2. Función corriente y Humedad específica   | 45 |
| 3.3.3. Potencial de velocidad y Humedad específica  | 48 |
| 3.4. Conclusiones   | 51 |
| 4. ANOMALÍAS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA A EXTREMOS DE CAUDAL DE LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT         | 53 |
| 4.1. Introducción   | 53 |
| 4.2. Datos y metodología  | 53 |
| 4.3. Resultados   | 56 |
| 4.3.1. Altura geopotencial y viento   | 56 |
| 4.3.2. Función corriente, componente no divergente y humedad específica                                     | 64 |

|  |     |
|--|-----|
| 4.3.3. Potencial de velocidad, componente irrotacional y humedad específica                                    | 70  |
| 4.3.4. Propagación de ondas estacionarias  | 76  |
| 4.3.5. Vorticidad  | 79  |
| 4.3.6. Divergencia   | 85  |
| 4.3.7. Movimientos verticales  | 90  |
| 4.3.8. Temperatura en capas bajas  | 94  |
| 4.4. Conclusiones  | 99  |
| 5. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y SU RELACIÓN CON LA VARIABILIDAD DEL CAUDAL DE LOS RÍOS ANDINOS            | 103 |
| 5.1. Introducción  | 103 |
| 5.2. Datos y metodologías  | 104 |
| 5.3. Resultados  | 106 |
| 5.3.1. Relaciones entre la TSM y los caudales de los ríos Atuel y Chubut                                       | 106 |
| 5.3.2. Alcances de El Niño / La Niña como variable predictora de los caudales de los ríos andinos              | 110 |
| 5.3.3. La ocurrencia de eventos El Niño / La Niña y su relación con extremos de caudal del río Atuel           | 117 |
| 5.3.3.1. La Niña con máximos caudales extremos   | 119 |
| 5.3.3.2. El Niño con mínimo extremo de caudal  | 121 |
| 5.3.3.3. Condiciones Neutras de TSM y máximos caudales   | 121 |
| 5.3.3.4. Condiciones Neutras de TSM y mínimos caudales   | 122 |
| 5.4. Conclusiones  | 124 |
| 6. DIFERENCIAS EN LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA A EXTREMOS OPUESTOS DE CAUDAL EN LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT | 127 |
| 6.1. Introducción  | 127 |
| 6.2. Datos y metodologías  | 128 |
| 6.3. Resultados  | 131 |
| 6.3.1. Campos de diferencias [Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chutut(+)-Chubut(-)]   | 131 |
| 6.3.2. Anomalías estacionales para Mayo-Octubre de 1986, 1987 y 1971   | 134 |

|   |     |
|---|-----|
| 6.3.3. Análisis de Secuencias Principales para 1971 y 1986  | 145 |
| 6.3.4. Espectros correspondientes a las series de anomalías del módulo del gradiente horizontal de espesores 1000–500 hPa en la región cordillerana para años de exceso y déficit de caudal en Atuel y Chubut | 163 |
| 6.4. Conclusiones   | 166 |
| 7. CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES MÁS DESTACABLES   | 168 |
| APÉNDICE A: Campos de diferencias Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-) y su relación con los campos de regresiones   | 175 |
| APÉNDICE B: Significancia de las anomalías presentadas en la Sección 4  | 178 |
| APÉNDICE C: Principales modos de variabilidad de la circulación en el Hemisferio Sur  | 183 |
| BIBLIOGRAFÍA  | 184 |
| Agradecimientos   | 188 |

## RESUMEN

El objetivo principal del presente trabajo se centra en determinar los mecanismos asociados a la variabilidad de los caudales de los ríos andinos en relación con la circulación atmosférica y la Temperatura Superficial del Mar (TSM) como forzante del sistema climático. Para la circulación atmosférica el estudio se extiende desde la escala sinóptica a la climática.

A lo largo de la Cordillera de los Andes se identifican dos zonas en las cuales el comportamiento de los caudales de los ríos muestra similar variabilidad temporal. Estas regiones están representadas por los ríos Chubut (para el área entre el río Neuquén y el río Senguer) y Atuel (para el área entre el río Jachal y el río Colorado). Es de destacar la baja correlación existente entre los caudales de los ríos de una y otra región, lo cual expresa la independencia estadística entre las mismas.

Las condiciones topográficas y climáticas dan regímenes hídricos diferenciados. El río Atuel acumula casi el total de su derrame anual de Noviembre a Marzo, como producto del deshielo estival de la nieve precipitada en altas cumbres durante el invierno previo. Por su parte, el caudal del Chubut presenta un máximo invernal debido a precipitación líquida y otro primaveral debido a la precipitación y el derretimiento de nieve.

La relación entre los caudales y la TSM es significativa en amplias regiones del Pacífico central del Hemisferio Sur (HS). Sin embargo, mientras la variabilidad del Atuel parece estar íntimamente ligada a los patrones observados del ciclo El Niño / Southern Oscillation (ENSO), con fuertes señales en el Pacífico ecuatorial-tropical y el Océano Índico; el Chubut parece estar menos vinculado con el ENSO, mostrando señales restringidas sólo al área del Pacífico central subtropical del HS.

A partir de la relación entre los caudales de los ríos cordilleranos y las anomalías estandarizadas de TSM en la región Niño3+4, se pueden diferenciar cuatro subregiones: 1) Cuyo Norte, donde la relación entre Niño3+4 y los caudales alcanza a alrededor de 14 meses de antelación al período de máximo caudal, 2) Cuyo Sur, donde esta antelación se produce con alrededor de 8 meses, 3) Patagonia Norte, donde la relación entre caudales y Niño3+4 ocurre en forma simultánea y 4) Patagonia Sur, con

características similares a Cuyo Norte. Para las regiones 1, 2 y 4 los campos de correlaciones entre TSM y caudales muestran patrones típicos de eventos El Niño / La Niña, evidenciando la relación entre estas anomalías del Pacífico y la precipitación en Cordillera.

Altos caudales en la región del río Atuel estarían asociados al frecuente pasaje de bajas presiones que transitan por el Pacífico en dirección al Este, las cuales inducen una convergencia de humedad desde bajas latitudes y una advección de la misma hacia la región cordillerana. Al llegar a las costas de Chile central estos sistemas producirían ascenso con intensas nevadas en las cumbres y un descenso con alta presión relativa a sotavento de la Cordillera. En estas condiciones, sobre la zona del litoral argentino y sur de Brasil se produciría una posterior ciclogénesis y un aumento de la baroclinicidad vinculada a un frente asociado, con una consecuente convergencia de humedad desde Brasil, ascenso y altas temperaturas prefrontales. En los casos de alto caudal en la región del río Chubut, los sistemas de baja presión llegarían desde el Pacífico alcanzando latitudes superiores y pasarían la Cordillera sin discontinuidad arrastrando humedad desde regiones subtropicales hacia mayores latitudes.

Estos sistemas están acompañados por una marcada reducción de los Oestes asociada al frecuente pasaje de altas presiones sobre el Pacífico sud-oriental. Estas altas presiones han sido asociadas por varios autores a las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y a la variabilidad decadal del tipo ENSO, y forman parte de un tren de ondas que se observa sobre el Pacífico Sur proveniente del Océano Indico. Este tren de ondas se observa al correlacionar la altura geopotencial con los caudales del río Atuel aunque no con los caudales del río Chubut.

Configuraciones inversas de circulación y TSM estarían asociadas a condiciones de bajo caudal en las regiones estudiadas.

Finalmente, los casos de exceso de caudal en la cordillera cuyana y déficit en la patagónica, presentan un patrón de anomalías de circulación similar al observado para casos de exceso de caudal en Cuyo, pero con anomalías de alta presión sobre el Pacífico Sur al Sudoeste de Sudamérica retiradas más hacia la Patagonia; las cuales, por un lado se interponen en la normal trayectoria de las bajas presiones que circulan por el océano en esas latitudes —desviándolas hacia latitudes subtropicales donde alcanzan

las costas de Chile central y provocan precipitaciones en Cuyo—; y por otro, contribuyen a inhibir la precipitación en la Cordillera Patagónica. Las condiciones inversas (i.e. bajas presiones sobre el Sur patagónico provenientes del Pacífico Sur con alta baroclinicidad, e intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico) explicarían las situaciones inversas.

## **ABSTRACT**

The main of this work is to determine the mechanisms associated to the variability of the Andean rivers flows, in connection with the atmospheric circulation and the Sea Surface Temperature (SST) like a system forcing. For the atmospheric circulation the study extends from the synoptic scale to the climatic one.

Two zones are identified alongside the Argentinean Andes where river streamflows show similar time variability behavior. The zones are represented by the Chubut river (between the Neuquén and the Senguer) and the Atuel river (between the Jachal and the Colorado). It is noticeable the low correlation between the streamflows from one another, which means statistical independence between them.

The different topography and climates give different hydrological regimes. The Atuel water-volume from November to March is a product of summer melting of high-Andean snows accumulated in the previous winter. In turn, the Chubut water-volume shows a maximum in winter due to winter precipitation, and a secondary peak in spring due to precipitation and snow melting.

The relationship between streamflows and SST is significant in large areas of the Southern Hemisphere (SH) central Pacific. However, the Atuel variability seems to be highly linked to El niño / Southern Oscillation (ENSO) patterns with strong signal in the tropical-equatorial Pacific and the Indian Ocean, whereas the Chubut seems to be less associated with the ENSO, showing signal restricted to the SH central subtropical Pacific.

From the relationship between the studied flows and the standardized TSM anomalies Niño3+4 region, the following four subregions can be determined: 1) Northern Cuyo, where the relationship between Niño3+4 and the flows reaches to

around 14 months of advance to the period of maximum flow, 2) Southern Cuyo, where this advance takes place around 8 months earlier, 3) Northern Patagonia, where the relationship between the flows and Niño3+4 occurs simultaneously and 4) Southern Patagonia, with similar characteristics to Northern Cuyo. For the regions 1, 2 and 4 the correlations fields between TSM and flows show the typical patterns of El Niño / La Niña events, showing the relationship between these Pacific anomalies and the Andean Mountains precipitation.

High streamflows in the Atuel zone are associated with frequent passage of low-pressure systems moving eastward over the Pacific, which induce moisture convergence from lower latitudes and its advection toward the Andean region. The lows reaching the central Chilean coast would produce upward air motion with intense snowstorms in the high mountains and downward air motion with relative high pressures leeward the Andes. Hence, over northeastern Argentina and southern Brazil, a later cyclogenesis and an increase of the baroclinicity linked to a frontal zone would be produced, with consequent moisture convergence from Brazil, upward air motion and high pre-frontal temperatures. In cases of high streamflows in the Chubut zone, the low-pressure systems from the Pacific would reach the Chilean coast at higher latitudes, crossing over the natural further low Andes with no discontinuity and transporting moisture from subtropical latitudes.

The subtropical low systems are linked to a remarkable reduction of the westerlies owing to higher frequency of highs at the southeast Pacific. Some researchers associate these highs with equatorial SST anomalies and the decadal ENSO-like variability and they may take part of a wave-train from the Indian Ocean extended over the southern Pacific. The wave-train can be observed by the correlation between the Atuel streamflows and the geopotential height, but not for the Chubut streamflows.

Inverse circulation and SST features would be associated to low streamflows in the studied regions.

Finally, the cases of high flows in Cuyo and low flows in Patagonia, present a pattern of anomalous circulation similar to the one observed for cases of high flows in Cuyo, but with high-pressure anomalies on the South Pacific at the Southwest of South

America moved over the Patagonia. Those high-pressure anomalies interfere the normal track of the low-pressures systems—which usually circulate through the ocean at these latitudes—, which change their trajectory going toward subtropical latitudes where they reach the central Chile costs and generate precipitations in Cuyo. Additionally, those high-pressure anomalies contribute to inhibit the precipitations in the Patagonia. The inverse conditions (low-pressures systems coming from the South Pacific, with high baroclinicity on Southern Patagonia, and the enhance of the Pacific semi-permanent anticyclone), would explain the inverse cases.



## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 Antecedentes existentes sobre el conocimiento del tema

La región andina argentina abarca desde latitudes subtropicales a subpolares. La región de Cuyo, que ocupa la porción centro-Oeste del país, se desarrolla a lo largo de la Cordillera de los Andes y en ella se diferencian claramente tres unidades de relieve: Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera de las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, con una población de alrededor de 2.500.000 habitantes (INDEC, 2001). Estas formaciones alcanzan alturas superiores a los 6.000 msnm. (Co. Aconcagua 6.959 msnm.) con un desarrollo paralelo en sentido Norte–Sur, separadas por valles tectónicos y cortadas por valles transversales correspondientes a la salida de las diferentes cuencas hidrográficas que los seccionan. Se alternan diferentes pisos altitudinales que van desde condiciones áridas a desiertos fríos, con temperaturas por debajo de cero todo el año, y con una gradación pluviométrica que se incrementa de Norte a Sur y de Este a Oeste. Por encima de los 3.700 msnm se localizan los suelos permanentemente helados o permafrost. Dominan los afloramientos rocosos y litosoles con extensas laderas de detritus. Las fuertes pendientes y los procesos geocriogénicos facilitan la erosión provocada por el pastoreo, apreciándose en los valles profundas cárcavas, producto también de frecuentes incendios.

El uso del suelo en la región es fundamentalmente agrícola-ganadero, con incipientes actividades mineras, de recreación y turismo. Sus cuencas ímbriferas son importantes fuentes para la generación de energía hidroeléctrica.

Al suroeste de la región altoandina, en la provincia de Mendoza se extiende la región volcánica de la Payunia, unidad extensa y compleja donde confluyen elementos de las planicies y de las montañas. Los rasgos generales que la caracterizan son la falta de drenaje, la existencia de cuencas cerradas o depresiones salinas, médanos y aparatos y planicies volcánicas, con escasa vegetación (Programa de Acción Nacional de Lucha Contra la Desertificación, 1997).

Hacia el Sur, sobre la región Patagónica, la cordillera de los Andes alcanza altitudes menores con picos en torno a los 3.000 msnm. La Patagonia se encuentra

comprendida entre los 36° y 55° latitud Sur, cubre un área de 780.000 km<sup>2</sup> y representa aproximadamente un tercio de la superficie continental del país. En ella habitan alrededor de 1.800.000 personas (INDEC, 2001), siendo su densidad poblacional de 1,9 hab/km<sup>2</sup>. El clima es árido y semiárido, con una isoterma media anual por debajo de los 10 grados centígrados. Las lluvias son escasas en las zonas oriental y central, del orden de los 130 mm, y aumentan hacia el Oeste hasta llegar a cerca de los 500 mm.

En la porción cordillerana el clima es templado y húmedo al Norte; y frío y húmedo al Sur, con abundante nieve en el invierno y un período muy corto sin heladas. Las precipitaciones presentan grandes oscilaciones entre distritos, que varían entre 550 mm en el Sur de la Tierra del Fuego hasta los 4.340 mm en Laguna Frías (Programa de Acción Nacional de Lucha Contra la Desertificación, 1997).

En estas regiones, los Andes constituyen una barrera permanente para el ingreso de humedad desde el Pacífico (Schwerdtfeger 1976), sobre todo en Cuyo donde la altura de la Cordillera ronda los 5.000 msnm promedio. Los ríos de la región fluyen en forma casi paralela de NO a SE, con nacientes ubicadas sobre las altas cumbres que forman el límite internacional entre Argentina y Chile.

En el sector central de la cordillera, los caudales de los ríos de Cuyo se encuentran altamente correlacionados entre sí (Menegazzo y Radicella, 1982) y, aunque casi la totalidad de su derrame anual se produce durante el período cálido; su volumen depende básicamente de la precipitación nívea de invierno sobre las altas cumbres y del posterior derretimiento de la nieve y el hielo en primavera-verano. Consecuentemente, la variación interanual de estos caudales dependerá primordialmente de las condiciones de la atmósfera durante el período frío. En la región patagónica, donde la altura de la cordillera es menor, pueden distinguirse dos subregiones en relación con las características generales de las marchas anuales medias de caudal de los ríos correspondientes. En el sector Norte su régimen de caudal mensual muestra dos máximos, uno en invierno —debido a las lluvias— y otro en primavera y comienzos de verano —como producto del derretimiento de nieve— (Quintela y Scarpati, 1993). En el sector Sur de la Patagonia los dos procesos dan como resultado un único máximo que se extiende desde Junio a Noviembre.

De manera que tanto en Patagonia como en Cuyo la variabilidad interanual depende en rasgos generales de las condiciones de invierno. Hoffman (1969) mostró que la precipitación en la región central de Chile, la cual se produce casi totalmente en el semestre frío, se encuentra relacionada con la acumulación de nieve en las altas cumbres sobre las laderas orientales de los Andes, donde se localizan las nacientes de los ríos cuyanos. Su variabilidad interanual fue inicialmente relacionada con el Niño por Pittock (1980) y Quinn y Neal (1982) quienes notaron una tendencia a la ocurrencia de precipitaciones excepcionalmente abundantes en la región de Chile central durante los años El Niño. A su vez, para los meses de invierno, Aceituno (1988) encontró una tendencia a precipitaciones anormalmente abundantes en Chile central durante la fase negativa de la Oscilación-Sur (OS), relacionada con el debilitamiento y corrimiento hacia el Norte del anticiclón subtropical del Pacífico Sur. Adicionalmente, Ruttlant (1987) y Ruttlant y Fuenzalida (1991) atribuyeron el incremento invernal de la precipitación en Chile central durante El Niño a la mayor frecuencia y persistencia de anticiclones de bloqueo que se interponen en el flujo de los oestes al sudoeste de América del Sur. Además, las abundantes precipitaciones y los caudales sobre lo normal en los ríos andinos de Chile central fueron relacionados con anomalías positivas de la TSM del Pacífico ecuatorial (Aceituno y Vidal, 1990; Waylen y Caviedes, 1990). Por su parte, Escobar y Aceituno (1998) demostraron la influencia del ciclo de variabilidad de los extremos de la TSM —El Niño-Oscilación Sur (ENOS)— sobre la precipitación nívea en el sector andino de Chile, encontrando señales opuestas para los eventos El Niño y La Niña. Por ello, las fases cálida y fría del ENOS se relacionan con caudales sobre y bajo lo normal respectivamente en los ríos andinos chilenos afectando así su régimen fluviométrico (Aceituno y Garreaud, 1995).

Simultáneamente, Compagnucci y Vargas (1998) hallaron que la variabilidad de precipitación invernal en la región cordillerana comprendida entre 30° y 40°S, resulta homogénea y significativamente relacionada con los totales de invierno (Abril a Septiembre) en Santiago de Chile. Además, para el caso particular del río Mendoza, concluyeron que los caudales de verano que tienden a ubicarse por encima (por debajo) de lo normal durante la fase madura (i.e. período Noviembre-Marzo) de eventos El Niño —TSM cálidas— (La Niña —TSM frías—) dado que durante los inviernos previos

a estos eventos tienden a producirse nevadas por sobre (bajo) lo normal en la Cordillera Central. También mostraron que la circulación atmosférica de invierno asociada a esos años presenta una mayor componente meridional (zonal) en latitudes medias. La relación entre la TSM y la variabilidad de los derrames de los ríos andinos es confirmada por Waylen et al. (2000), Compagnucci et al. (2000), Carril et al. (1997) y Berri y Flamenco (1999), entre otros.

Recientemente, Montecinos y Aceituno (2003) estudiaron las características de la circulación atmosférica asociadas a la variabilidad de la precipitación en Chile central, confirmando que el aumento de bloqueos sobre los mares de Amundsen-Bellingshausen durante eventos El Niño es clave en la determinación de condiciones húmedas durante el invierno. Estos episodios de bloqueo parecen formar parte de una estructura de onda estacionaria, particularmente intensa durante la primavera, caracterizada por una secuencia de centros de anomalías positivas y negativas de altura geopotencial con estructura cuasi-barotrópica que se extiende desde el Ecuador hacia el sudeste del Pacífico y vuelve hacia el sudoeste del Atlántico. Por otra parte, condiciones anómalas secas durante el invierno y la primavera ocurren durante la Niña bajo la intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico junto con una migración hacia el Sur de los “storm-track”.

## **1.2 Importancia y aporte original**

Desde la época en que los primeros habitantes comenzaron a cultivar la tierra, los ríos de la región de Cuyo fueron aprovechados para riego. No es casualidad que en la provincia de Mendoza se haya promulgado la Ley de Aguas en 1884 que fue la primera norma nacional orgánica e íntegramente referida al uso, distribución y administración del agua para riego. Tanto Mendoza como San Juan se caracterizan por la producción e industrialización de productos agrícolas. Estas provincias cuentan con más de 353.000 ha regadas que representan un 25.6% del total de cultivo regado del país, gracias casi exclusivamente al aporte de agua de ríos (el 87% del riego es por gravitación). La producción ganadera es principalmente caprina (55% del ganado total de la región) y representa el 18% de la producción caprina del país (INDEC, 2001).

Sólo en las provincias de San Juan y Mendoza, el Organismo Regulador de Seguridad y Presas (ORSEP) regula nueve complejos hidroeléctricos, operados por tres empresas concesionarias, asentados sobre las cuencas de los ríos Diamante, Atuel y San Juan; y supervisa la seguridad de las presas de Agua del Toro, Los Reyunos, El Tigre, Nihuil I, Aisol, Tierras Blancas, Valle Grande y Punta Negra. Estas obras aportan 695 MW de potencia instalada, 1.509 GW/h de energía media anual producida y contienen un volumen de agua dulce embalsada de 1.170 hm<sup>3</sup>. Los diques también dieron impulso a la industria turística que en esta región tiene un gran desarrollo mediante el campamentismo, deportes acuáticos y colonias de veraneo (ORSEP, 2003).

Ya desde 1865, los inmigrantes galeses que se instalaron en el valle inferior del río Chubut, desarrollaron una red importante de canales de riego, fundando una compañía dedicada al manejo y aprovechamiento de recursos hídricos. Actualmente la superficie de cultivo regado en la región patagónica asciende a 111.000 ha que representan un 8,2% del total de cultivo regado del país. El 92% del agua para riego proviene del aporte de los ríos. La actividad ganadera es muy importante, en especial el ganado ovino (79% del ganado total de la región), que representa el 62% de la producción ovina del país; y caprino (10% del ganado total de la región), con aporte del 24% a la producción caprina del país (INDEC, 2001).

Sobre el límite Sur de la provincia de Neuquén se encuentra el río Limay, cuyas aguas son contenidas por varias represas productoras de energía eléctrica: Alicura, Piedra del Águila, Pichi Picún Leufú, El Chocón y Arroyito. Por su parte el río Neuquén es contenido por el complejo Cerros Colorados, integrado por las preseas Portezuelo Grande, Loma de la Plata, Planicie Banderita y El Chañar. Estas obras aseguran el cometido del dique Rodolfo Ballester, que fue la primera gran obra de riego del Alto Valle del Río Negro y del Neuquén. Las presas fiscalizadas por el ORSEP en esta región, contienen una de las mayores reservas de agua dulce del planeta, con un volumen embalsado de 78,000 hm<sup>3</sup>; y producen más de la tercera parte de la energía hidroeléctrica del país, con una capacidad instalada conjunta de 4.431 MW y una generación promedio de 13.900 GW/h por año (ORSEP, 2003).

En 1963 se inauguró la presa Florentino Ameghino, el primer gran emprendimiento hidroeléctrico del río Chubut. Posteriormente, en los '80 se puso en

operación Futaleufú, sobre el río del mismo nombre. Estos complejos aportan al sistema hidroeléctrico nacional 508 MW de potencia instalada y 2.791 GW/h de energía media anual conteniendo 8.600 hm<sup>3</sup> de agua dulce embalsada (ORSEP, 2003).

Tanto los ríos cuyanos como los patagónicos se caracterizan por la gran variabilidad interanual de sus caudales debido a su gran dependencia de las fluctuaciones climáticas reinantes en la región, con la consecuente repercusión en la economía regional y nacional, dada la gran dependencia de la agricultura, la ganadería y la producción energética, del agua aportada por estos ríos para su mantenimiento.

Determinar posibles conexiones entre la variabilidad de los caudales y fenómenos de escala global permitiría evaluar potencialmente comportamientos futuros y desarrollar pronósticos en escala de mediano al largo plazo que faciliten el manejo y la planificación de las cuencas superficiales para su mejor aprovechamiento.

Es de suponer que un mayor conocimiento de las teleconexiones existentes entre estos caudales y las condiciones de circulación atmosférica y de TSM, permitan elaborar y/o mejorar los pronósticos a mediano y largo plazo, cuya importancia es relevante en el planeamiento y en políticas de manejo del agua y energía sobre esta región.

A su vez, determinar tendencias climáticas de largo período, cuasi-ciclos y/o pautas de pronóstico estacional, resulta sumamente valioso para un mejor manejo de la agricultura regional y de la industrialización y comercialización de sus productos. Por tal motivo, se espera que los resultados de este trabajo puedan ser incorporados en el entramado de la toma de decisiones y en el manejo de los recursos humanos y económicos de la región.

### **1.3. Objetivos e hipótesis**

El objetivo principal del presente trabajo se centra en determinar los mecanismos asociados a la variabilidad de los caudales de los ríos andinos en relación con la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar (TSM) como forzante del sistema. Para la circulación atmosférica el estudio se extenderá desde la escala climática a la sinóptica.

La hipótesis sobre la que se trabaja radica principalmente en la idea de que la variabilidad de los caudales depende exclusivamente de la variabilidad de la circulación atmosférica que domina las precipitaciones y la temperatura en la cordillera —con el consecuente aporte de agua principalmente en invierno y el posterior derretimiento de nieve en verano—, para la cual la TSM funciona como uno de sus forzantes primordiales.

En tal sentido, se supone que la ocurrencia de anomalías significativas de TSM puede originar anomalías en la circulación con señales que se propagan a través de la atmósfera afectando la región cordillerana desde zonas remotas, y determinando anomalías de precipitación sobre las altas cumbres, las cuales establecen la variabilidad de los caudales de los ríos estudiados. Un ejemplo de la influencia ejercida por las anomalías de TSM sobre la circulación que afecta el continente sudamericano puede verse en Vera et al. (2004).

## **2. REGIONALIZACIÓN DE LOS REGÍMENES MENSUALES DE LOS CAUDALES DE RÍOS CORDILLERANOS**

### **2.1. Introducción**

En las regiones andinas, los ríos brindan casi la totalidad del agua necesaria para la agricultura y gran parte de la energía hidroeléctrica. La variabilidad interanual de los caudales de estos ríos tiene un considerable impacto en la economía de estas regiones y por lo tanto es crucial un pronóstico del derrame anual lo más ajustado posible. Generalmente, los pronósticos de disponibilidad de agua en verano tienen en cuenta la acumulación de nieve caída en el invierno precedente. Los datos son obtenidos inmediatamente a comienzos de la primavera y, por lo tanto, los pronósticos son sólo posibles con 2 o 3 meses de anticipación. Es de esperar que un conocimiento mayor sobre la forma en la cual la circulación atmosférica afecta y determina directa o indirectamente la precipitación en las altas cumbres contribuya a mejorar sensiblemente estos pronósticos. Sin embargo, cualquier estudio sobre la influencia de las condiciones atmosféricas sobre la disponibilidad de agua a lo largo de la Cordillera de los Andes, requiere del conocimiento previo de las características de la variabilidad temporal de los caudales sobre la misma.

El objetivo principal de la presente sección se centra en localizar las distintas regiones a lo largo de la Cordillera de los Andes en Argentina, en las cuales el comportamiento de los caudales de los ríos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres, muestran homogeneidades estadísticas, intentando definir zonas cuyas condiciones climáticas dan regímenes hídricos semejantes.

### **2.2. Datos y Metodología**

Los datos de caudal utilizados corresponden a los promedios mensuales (en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) provistos por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Las estaciones de aforo pertenecientes a las provincias de Catamarca, La Rioja, San Juan, Mendoza, Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz, conforman una base de 146 puntos de



observación distribuidos sobre la región que va desde el río Ampajango (pcia. de Catamarca) hasta el río Penitentes (pcia. de Santa Cruz) y cuyos registros engloban distintos períodos desde 1903 (para la estación más antigua) a 2004. Las provincias de Salta y Jujuy no poseen actualmente estaciones en regiones de interés para este trabajo. De las 146 estaciones consideradas, 89 se encuentran actualmente activas y 57 han sido suspendidas dejando de funcionar definitivamente. Las distribuciones espaciales de las estaciones activas y suspendidas pueden verse en las **Figuras 1 y 2** respectivamente, de acuerdo al código numérico asignado por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación. Las referencias a dichos códigos junto con el sistema hídrico correspondiente, cuenca, río y estación de aforo se muestran respectivamente en las **Tablas I y II**. Adicionalmente, las cuencas hídricas que conforman cada uno de los sistemas fluviales de Argentina se pueden ver en la **Figura 3**, junto a las referencias de aquellas cuencas consideradas en este trabajo que se muestran en la **Tabla III**.

Debido a que los períodos de medición son distintos para cada estación y que la mayoría de los registros presenta datos faltantes, se procedió a la eliminación de estaciones cuyos registros no poseen períodos comunes de medición. De esta forma el conjunto total de puntos de observación debió reducirse a 74 estaciones entre las que se cuentan activas y suspendidas. Los puntos rojos en las Figuras 1 y 2 indican la ubicación geográfica de estas estaciones seleccionadas para el análisis y el código, número de datos, cantidad de datos faltantes y período de medición para cada una puede verse en la **Tabla IV**.

Las estaciones consideradas se correlacionan entre sí tomando los períodos comunes de medición en cada caso y, dado que la cantidad de pares correlacionados es distinta para cada par de estaciones lo cual hace estadísticamente incomparables estas correlaciones, se define un índice lineal de correlación corregido ( $\tilde{r}$ ), basándose en el coeficiente de correlación muestral calculado ( $r$ ) y el coeficiente de correlación crítico al 5% de significancia correspondiente en cada caso ( $r_c$ ), dado por la expresión:

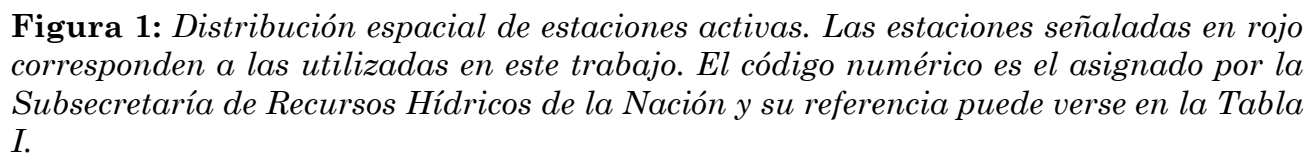
$$\tilde{r} = \begin{cases} \delta(r) \frac{|r| - r_c}{1 - r_c} & \text{si } |r| > r_c \\ 0 & \text{si } |r| \leq r_c \end{cases}$$

donde la función  $\delta(r)$  representa el signo de  $r$ . Si bien el coeficiente  $\tilde{r}$  se encuentra definido de manera tal que  $|\tilde{r}| \leq |r| \quad \forall r$ , en la mayoría de los casos la diferencia entre ambos coeficientes no resulta de gran magnitud dado que, aún cuando la cantidad de datos faltantes es grande, el número de pares correlacionados resulta lo suficientemente grande como para obtener bajos coeficiente críticos. En consecuencia, los casos de mayores diferencias se deben a coeficientes de correlación (y por lo tanto coeficientes lineales) de pequeña magnitud.

Este índice se utiliza como medida de distancia en un Análisis de Componentes Principales (ACP) no rotadas en modo-S.

Dado que las estaciones no se encuentran distribuidas en forma uniforme a lo largo de la región en estudio, las varianzas explicadas por las Componentes Principales (CPs) resultan sólo útiles como una referencia relativa (Araneo y Compagnucci, 2004). Por otra parte, ya que no se cuenta con períodos completos de medición, resulta imposible calcular las componentes de puntaje (i.e. patrones temporales obtenidos del ACP). Sin embargo, las componentes de carga posibilitan la determinación de las áreas de variabilidad temporal coherente, objetivo principal del presente estudio. En tal sentido, la ventaja que tiene la utilización del ACP frente a otros métodos de agrupamiento (clustering) radica precisamente en el hecho de que los métodos de agrupamiento más conocidos requieren necesariamente la entrada de un conjunto completo de datos. El ACP puede utilizarse aún con datos faltantes introduciendo una matriz de distancias adecuada (aunque luego no puedan calcularse las series temporales patrón –componentes de puntaje–). Adicionalmente, el agrupamiento por ACP resulta absolutamente objetivo, superando a otros métodos que requieren la determinación subjetiva de parámetros tales como el número de grupos a generar, niveles de error, etc. Mayor información sobre el ACP puede obtenerse en Cooley y Lohnes (1971) y su utilización a partir de un conjunto incompleto de datos puede leerse en Green (1978) que se emplea como referencia.

Por otra parte, debido a la imposibilidad de calcular las componentes de puntaje y utilizarlas como series patrón para el análisis de la circulación y la TSM asociadas a las fluctuaciones de caudal, se eligen como caudales de referencia las series



| <b>SISTEMA RÍO COLORADO</b>                |              |                  |               |
|--|--------------|------------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>                              | <b>RÍO</b>   | <b>LUGAR</b>     | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca del río San Juan                    | De los Patos | Álvarez Condarco | 1205          |
|  | De los Patos | La Plateada      | 1206          |
|  | San Juan     | Km. 47.3         | 1208          |
|  | San Juan     | Km. 101          | 1211          |
| Cuenca del río Mendoza                     | Colorado     | Punta de Vacas   | 1429          |
|  | Cuevas       | Punta de Vacas   | 1407          |
|  | Mendoza      | Guido            | 1413          |
|  | Tupungato    | Punta de Vacas   | 1420          |
|  | Vacas        | Punta de Vacas   | 1421          |
| Cuenca del río Desaguadero y Áreas Vecinas | Desaguadero  | Canalejas        | 1452          |
|  | Desaguadero  | El Encón         | 1219          |
| Cuenca del río Tunuyán                     | Tunuyán      | Valle de Uco     | 1419          |
| Cuenca del río Diamante                    | Diamante     | La Jaula         | 1423          |
|  | Diamante     | Monte Comán      | 1451          |
| Cuenca del río Atuel                       | Atuel        | Carmensa         | 1453          |
|  | Atuel        | El Sosneado      | 1428          |
|  | Atuel        | La Angostura     | 1403          |
|  | Atuel        | Loma Negra       | 1435          |
|  | Salado       | Cañada Ancha     | 1415          |
| Cuenca del río Colorado                    | Barrancas    | Barrancas        | 2001          |
|  | Chico        | Las Loicas       | 1446          |
|  | Colorado     | Buta Ranquil     | 2002          |
|  | Colorado     | Pichi Mahuida    | 1801          |
|  | Grande       | La Estrechura    | 1434          |
|  | Grande       | La Gotera        | 1427          |
|  | Poti Malal   | Gendarmería      | 1425          |
|  | Valenzuela   | Valle Noble      | 1447          |

| <b>SISTEMA RÍO NEGRO</b> |            |                  |               |
|--------------------------|------------|------------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>            | <b>RÍO</b> | <b>LUGAR</b>     | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca del río Neuquén   | Agrio      | Bajada del Agrio | 2010          |
|                          | Curileuvú  | Los Maitenes     | 2012          |
|                          | Nahueve    | Los Carrizos     | 2034          |
|                          | Neuquén    | Andacollo        | 2036          |
|                          | Neuquén    | Dique Ballester  | 2096          |
|                          | Neuquén    | Paso de Indios   | 2004          |
|                          | Neuquén    | Rahueco          | 2059          |
|                          | Neuquén    | Varvarco         | 2077          |

**Tabla I:** Estaciones de aforo actualmente activas pertenecientes a los sistemas de los ríos Colorado, Negro, Chubut, Santa Cruz y Gallegos, el sistema del Pacífico y sistemas endorreicos. Se indica el código asignado por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación, el lugar de ubicación, el río y la cuenca de pertenencia.

|                      |               |                    |      |
|----------------------|---------------|--------------------|------|
| Cuenca del río Limay | Aluminé       | La Siberia         | 2060 |
|                      | Chimehuín     | Naciente           | 2005 |
|                      | Cuyín Manzano | Cuyín Manzano      | 2021 |
|                      | Malleo        | Malleo             | 2032 |
|                      | Quilquihue    | Junín de Los Andes | 2040 |
| Cuenca del río Negro | Negro         | Paso Córdoba       | 1808 |
|                      | Negro         | Primera Angostura  | 1809 |

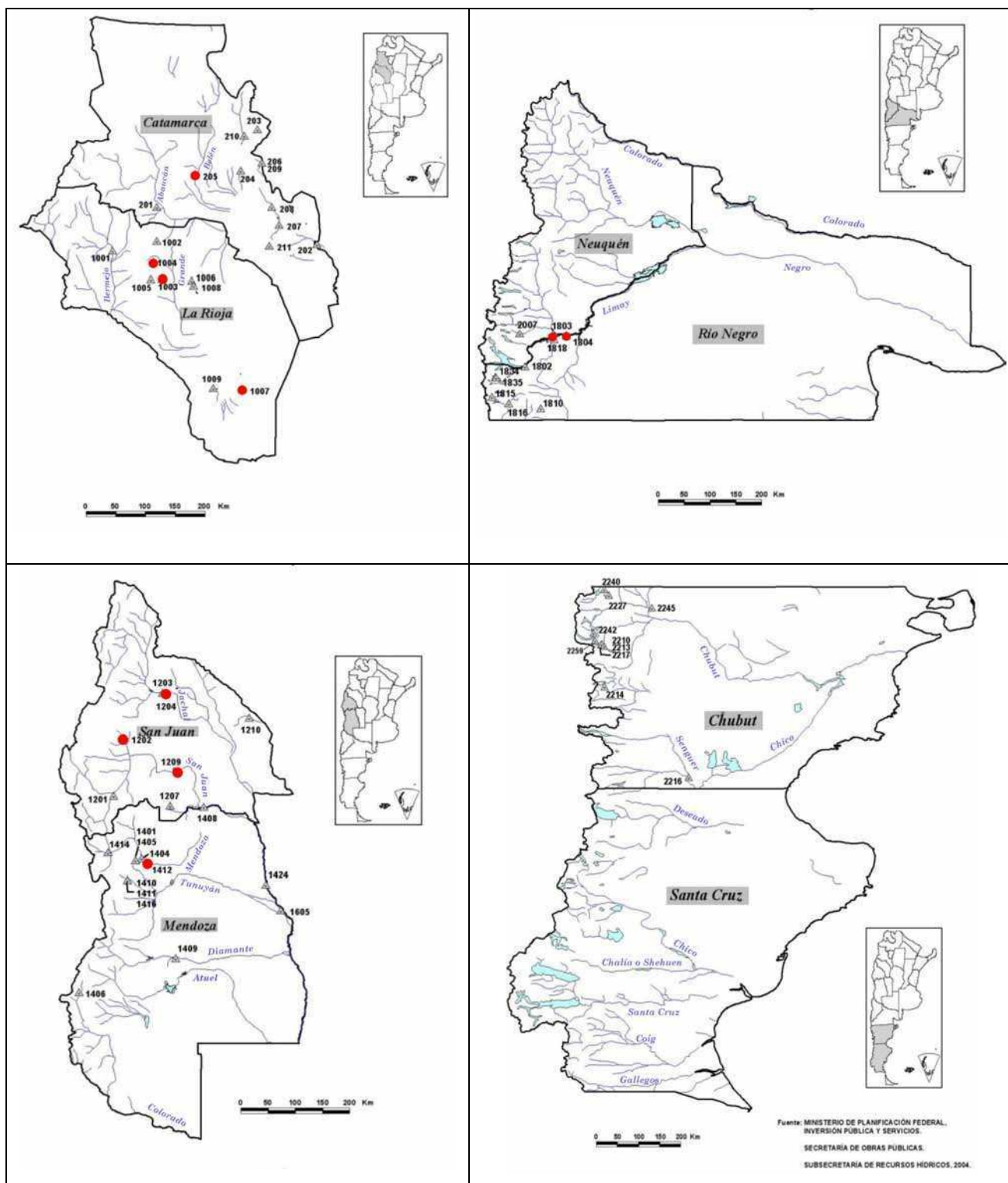
| SISTEMA RÍO CHUBUT                  |             |                          |        |
|-------------------------------------|-------------|--------------------------|--------|
| CUENCA                              | RÍO         | LUGAR                    | CÓDIGO |
| Cuenca del río Chubut               | Alto Chubut | Nacimiento               | 2267   |
|                                     | Chubut      | El Maitén                | 2206   |
|                                     | Chubut      | Los Altares              | 2207   |
|                                     | Chubut      | Gualjaina                | 2301   |
|                                     | Chubut      | Ameghino                 | 2281   |
|                                     | Chubut      | Valle Inferior           | 2295   |
|                                     | Chico       | Cerro Mesa               | 1836   |
|                                     | Lepa        | Gualjaina                | 2228   |
|                                     | Gualjaina   | Gualjaina                | 2211   |
|                                     | Norquínco   | Norquínco                | 2278   |
| Cuenca de los ríos Senguerr y Chico | Mayo        | Paso Río Mayo            | 2212   |
|                                     | Senguerr    | Nacimiento               | 2215   |
|                                     | Senguerr    | Los Molinos              | 2297   |
|                                     | Senguerr    | Puente Camino Buen Pasto | 2264   |

| SISTEMA DE LOS RÍOS SANTA CRUZ Y GALLEGOS |                |                               |        |
|---|----------------|-------------------------------|--------|
| CUENCA                                    | RÍO            | LUGAR                         | CÓDIGO |
| Cuenca del río Santa Cruz                 | Centinela      | Ruta Prov. Nº 70              | 2815   |
|   | De Las Vueltas | Parque Nacional Los Glaciares | 2820   |
|   | La Leona       | La Leona                      | 2801   |
|   | Mitre          | Ruta Prov. Nº 11              | 2822   |
|   | Santa Cruz     | Charles Führ                  | 2802   |
| Cuenca del río Gallegos y río Chico       | Gallegos       | Puente Blanco                 | 2818   |
|   | Penitentes     | Rincón de los Morros          | 2819   |

Tabla I: (continuación)

| <b>SISTEMA OCÉANO PACÍFICO</b>            |              |                             |               |
|---|--------------|-----------------------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>                             | <b>RÍO</b>   | <b>LUGAR</b>                | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca del los ríos Manso y Puelo         | Azul         | El Azul                     | 1817          |
|   | Epuyén       | La Angostura                | 2208          |
|   | Escondido    | El Foyel                    | 1831          |
|   | Manso        | Confluencia                 | 1814          |
|   | Manso        | Lago Steffen                | 1805          |
|   | Manso        | Los Alerces                 | 1806          |
|   | Manso        | Los Moscos                  | 1807          |
|   | Quemquemtreu | Escuela 139                 | 1811          |
|   | Raquel       | El Azul                     | 1870          |
|   | Roca         | Los Alerces                 | 1812          |
|   | Villegas     | Ruta Nac. N° 258            | 1813          |
| Cuenca del río Futaleufú                  | Bagglits     | Ruta a Chile                | 2239          |
|   | Carrileufú   | Cholila                     | 2204          |
|   | Cohihues     | Parque Nacional Los Alerces | 2230          |
|   | Fontana      | Estancia Amancay            | 2218          |
| Cuenca de los ríos Carrenleufú y Pico     | Carrenleufú  | Carrenleufú                 | 2201          |
|   | Carrenleufú  | La Elena                    | 2202          |
|   | Carrenleufú  | Lago Vinter                 | 2203          |
|   | Carrenleufú  | Poncho Moro                 | 2293          |
|   | Carrenleufú  | Puente de Hierro            | 2288          |
|   | Poncho Moro  | Ruta Prov. N° 44            | 2282          |
|   | Hielo        | Confluencia                 | 2226          |
|   | Huemul       | Corcovado                   | 2279          |
| Cuenca del Lago Buenos Aires - Pueyrredón | Carreras     | Frontera                    | 2821          |
| <b>SISTEMAS ENDORREICOS</b>               |              |                             |               |
| <b>CUENCA</b>                             | <b>RÍO</b>   | <b>LUGAR</b>                | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca de Laguna Llanquanelo              | Malargüe     | La Barda                    | 1454          |
|   | Pincheira    | Pincheira                   | 1426          |

Tabla I: (continuación)



**Figura 2:** Distribución espacial de estaciones suspendidas. Las estaciones señaladas en rojo corresponden a las utilizadas en este trabajo. El código numérico es el asignado por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación y su referencia puede verse en la Tabla II.

| SISTEMA RÍO COLORADO                       |              |                               |        |
|--|--------------|-------------------------------|--------|
| CUENCA                                     | RÍO          | LUGAR                         | CÓDIGO |
| Cuenca del río Vinchina-Bermejo            | Vinchina     | Vinchina                      | 1001   |
| Cuenca del río Colorado                    | Cobre        | Valle Hermoso                 | 1406   |
| Cuenca del río San Juan                    | Blanco       | El Horcajo                    | 1201   |
|  | Castaño      | Castaño Nuevo                 | 1202   |
|  | San Juan     | Dique Ignacio de la Roza      | 1209   |
| Cuenca del río Tunuyán                     | Las Tunas    | Abajo confluencia Santa Clara | 1410   |
|  | Las Tunas    | Puesto Santa Clara            | 1411   |
|  | Santa Clara  | Puesto Santa Clara            | 1416   |
| Cuenca del río Jáchal                      | Jáchal       | Las Trancas                   | 1203   |
|  | Jáchal       | Pachimoco                     | 1204   |
| Cuenca del río Desaguadero y Áreas Vecinas | Desaguadero  | Arco del Desaguadero          | 1424   |
|  | Desaguadero  | Paso de las Tunitas           | 1408   |
|  | Desaguadero  | Salto de la Tosca             | 1605   |
|  | Pedernal     | Pedernal                      | 1207   |
|  | Valle Fértil | Valle Fértil                  | 1210   |
| Cuenca del río Mendoza                     | Angostura    | Vertedero Angostura           | 1401   |
|  | Blanco       | Vertedero Dique III           | 1404   |
|  | Blanco       | Vertedero María Susana        | 1405   |
|  | Mendoza      | Cacheuta                      | 1412   |
|  | Mendoza      | Punta de Vacas                | 1414   |
| Cuenca del río Diamante                    | Diamante     | Los Reyunos                   | 1409   |

| SISTEMA RÍO NEGRO    |             |              |        |
|----------------------|-------------|--------------|--------|
| CUENCA               | RÍO         | LUGAR        | CÓDIGO |
| Cuenca del río Limay | Filohuaum   | Filohuaum    | 2007   |
|                      | Limay       | Nahuel Huapi | 1802   |
|                      | Limay       | Paso Flores  | 1803   |
|                      | Limay       | Paso Limay   | 1804   |
|                      | Pichi Leufú | Paso Flores  | 1818   |

| SISTEMA RÍO CHUBUT                  |           |                    |        |
|-------------------------------------|-----------|--------------------|--------|
| CUENCA                              | RÍO       | LUGAR              | CÓDIGO |
| Cuenca del río Chubut               | Chico     | Fofó Cahuel        | 2245   |
|                                     | Norquinco | Fita Timen         | 1810   |
| Cuenca de los ríos Senguerr y Chico | Senguerr  | Vuelta del Sengerr | 2216   |

| SISTEMA LAGUNA MAR CHIQUITA |                 |                 |        |
|-----------------------------|-----------------|-----------------|--------|
| CUENCA                      | RÍO             | LUGAR           | CÓDIGO |
| Cuenca Río Salí-Dulce       | Del Campo       | Cabo San Miguel | 206    |
|                             | Potrero-Chacras | Cabo San Miguel | 209    |
|                             | San Ignacio     | Barro Negro     | 213    |

**Tabla II:** Estaciones de aforo suspendidas pertenecientes a los sistemas de los ríos Colorado, Negro y Chubut, la laguna Mar Chiquita, el océano Pacífico, endorreicos y Salar del Pipanco. Se indica el código asignado por la Subsecretaría de Recursos Hídricos, el lugar de ubicación, el río y la cuenca de pertenencia.



| <b>SISTEMA OCÉANO PACÍFICO</b>   |                |                          |               |
|----------------------------------|----------------|--------------------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>                    | <b>RÍO</b>     | <b>LUGAR</b>             | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca de los ríos Manso y Puelo | Catarata       | Hoyo de Epuyén           | 2240          |
|                                  | De los Césares | Mascardi                 | 1835          |
|                                  | Foyel          | Confluencia con el Manso | 1815          |
|                                  | Foyel          | Ruta Nac. N° 258         | 1816          |
|                                  | Manso Superior | Mascardi                 | 1834          |
|                                  | Mercedes       | Ruta Nac. N° 258         | 2227          |
| Cuenca del río Futaleufú         | Futaleufú      | Balsa Garzón             | 2210          |
|                                  | Futaleufú      | Embalse                  | 2259          |
|                                  | Frey           | Nacimiento               | 2242          |
|                                  | Nanty Fall     | Ruta a Chile             | 2213          |
|                                  | Percey         | Ruta a Futalaufquen      | 2214          |
|                                  | Situación      | Escuela N° 90            | 2217          |

| <b>SISTEMAS ENDORREICOS</b>              |            |                            |               |
|--|------------|----------------------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>                            | <b>RÍO</b> | <b>LUGAR</b>               | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca del Abaucán-Salado                | Abaucán    | Tinogasta                  | 201           |
| Cuencas varias de Salinas Grandes        | Albigasta  | El Sauce - Dique Sotomayor | 202           |
| Cuenca de la falda oriental del Ambato   | Del Valle  | Pomancillo                 | 207           |
|  | Las Juntas | Las Juntas                 | 208           |
|  | Tala       | La Reja                    | 211           |
| Cuencas varias del Velazco               | Chañarmuyo | Chañarmuyo                 | 1002          |
|  | Durazno    | Chilecito                  | 1003          |
|  | Famatina   | Famatina                   | 1004          |
|  | La Rioja   | Toma Sanagasta             | 1008          |
|  | Huaco      | Dique Los Indios           | 1006          |
|  | Miranda    | Miranda                    | 1005          |
| Cuencas varias de los llanos de La Rioja | Anzulón    | Dique Anzulón              | 1007          |
|  | Portezuelo | Dique Malanzán             | 1009          |

| <b>SISTEMA SALAR DE PIPANACO</b> |            |              |               |
|----------------------------------|------------|--------------|---------------|
| <b>CUENCA</b>                    | <b>RÍO</b> | <b>LUGAR</b> | <b>CÓDIGO</b> |
| Cuenca Salar de Pipanaco         | Andalgalá  | Andalgalá    | 204           |
|                                  | Belén      | Playa Larga  | 205           |

**Tabla II:** (continuación).



**Figura 3:** Ubicación de las cuencas hidrográficas superficiales de la República Argentina. Las referencias de las cuencas consideradas en este trabajo pueden verse en la Tabla III.

| Nº | Nombre de la Cuenca  |
|----|--|
| 52 | Cuenca del Río Vinchina- Bermejo   |
| 53 | Cuenca del Río Jáchal  |
| 54 | Cuenca del Río San Juan  |
| 55 | Cuenca del Río Mendoza   |
| 56 | Cuenca del Río Desaguadero y áreas vecinas sin drenaje definido                            |
| 57 | Cuenca del Río Tunuyán   |
| 58 | Cuenca del Río Diamante  |
| 59 | Cuenca del Río Atuel   |
| 60 | Cuenca del Río Colorado  |
| 61 | Ríos y Arroyos Menores con Vertiente Atlántica entre el SO de Buenos Aires y el Río Chubut |
| 62 | Cuenca del Río Neuquén   |
| 63 | Cuenca del Río Limay   |
| 64 | Cuenca del Río Negro   |
| 65 | Cuenca del Río Chubut  |
| 66 | Cuenca de los Ríos Senguerr y Chico  |
| 67 | Zona de Ríos y Arroyos Menores con Vertiente Atlántica del SE de Chubut y E de Santa Cruz  |
| 68 | Cuenca del Río Deseado   |
| 69 | Cuenca del Río Chico   |
| 70 | Cuenca del Río Santa Cruz  |
| 71 | Cuenca del Río Coyle o Coig  |
| 72 | Cuenca de los Ríos Gallegos y Chico  |
| 74 | Cuenca del Río Hua-Hum   |
| 75 | Cuenca del los Ríos Manso y Puelo  |
| 76 | Cuenca del Río Futaleufú   |
| 77 | Cuenca de los Ríos Carrenleufú y Pico  |
| 78 | Cuenca del Río Simpson   |
| 79 | Cuenca de los Lagos Buenos Aires y Pueyrredón  |
| 80 | Cuenca del Río Mayer y Lago San Martín   |
| 81 | Cuenca del Río Vizcachas   |
| 87 | Cuenca del Salar de Pipanaco   |
| 89 | Cuenca varias del Velazco  |
| 92 | Cuenca de Pampa de las Salinas   |
| 93 | Cuenca del Río Abaucán   |
| 97 | Cuenca de la Laguna de Llanquanelo   |
| 99 | Cuencas de Ríos y Arroyos de la Meseta Patagónica  |

**Tabla III:** Cuencas hidrográficas superficiales consideradas en este trabajo. El número de referencia corresponde al mostrado en el mapa de la Figura 3.

| Estaciones activas utilizadas |          |                    |               |               |                   |
|-------------------------------|----------|--------------------|---------------|---------------|-------------------|
| Código                        | Nº datos | Nº datos faltantes | Año de inicio | Río           | Lugar             |
| 1205                          | 584      | 14                 | 1950          | De los Patos  | Álvarez Condarco  |
| 1206                          | 1083     | 9                  | 1909          | De los Patos  | La Plateada       |
| 1208                          | 1092     | 0                  | 1909          | San Juan      | Km. 47.3          |
| 1211                          | 306      | 42                 | 1971          | San Juan      | Km. 101           |
| 1403                          | 1128     | 0                  | 1906          | Atuel         | La Angostura      |
| 1407                          | 575      | 31                 | 1949          | Cuevas        | Punta de Vacas    |
| 1413                          | 528      | 0                  | 1956          | Mendoza       | Guido             |
| 1415                          | 694      | 26                 | 1940          | Salado        | Cañada Ancha      |
| 1419                          | 552      | 0                  | 1954          | Tunuyán       | Valle de Uco      |
| 1420                          | 581      | 37                 | 1949          | Tupungato     | Punta de Vacas    |
| 1421                          | 585      | 33                 | 1949          | Vacas         | Punta de Vacas    |
| 1423                          | 354      | 0                  | 1971          | Diamante      | La Jaula          |
| 1425                          | 335      | 9                  | 1971          | Poti Malal    | Gendarmería       |
| 1426                          | 313      | 71                 | 1968          | Pincheira     | Pincheira         |
| 1427                          | 332      | 10                 | 1972          | Grande        | La Gotera         |
| 1428                          | 333      | 3                  | 1972          | Atuel         | El Sosneado       |
| 1429                          | 244      | 36                 | 1977          | Colorado      | Punta de Vacas    |
| 1434                          | 238      | 31                 | 1978          | Grande        | La Estrechura     |
| 1435                          | 236      | 0                  | 1980          | Atuel         | Loma Negra        |
| 1447                          | 217      | 55                 | 1978          | Valenzuela    | Valle Noble       |
| 1801                          | 984      | 0                  | 1918          | Colorado      | Pichi Mahuida     |
| 1805                          | 195      | 324                | 1956          | Manso         | Lago Steffen      |
| 1806                          | 577      | 11                 | 1951          | Manso         | Los Alerces       |
| 1807                          | 623      | 24                 | 1946          | Manso         | Los Moscos        |
| 1808                          | 672      | 264                | 1922          | Negro         | Paso Córdoba      |
| 1809                          | 874      | 2                  | 1927          | Negro         | Primera Angostura |
| 1811                          | 519      | 7                  | 1956          | Quemquemtreu  | Escuela 139       |
| 1813                          | 208      | 356                | 1953          | Villegas      | Ruta Nac. N° 258  |
| 1814                          | 394      | 25                 | 1965          | Manso         | Confluencia       |
| 1817                          | 360      | 0                  | 1970          | Azul          | El Azul           |
| 1831                          | 267      | 9                  | 1977          | Escondido     | El Foyel          |
| 1836                          | 501      | 23                 | 1956          | Chico         | Cerro Mesa        |
| 2001                          | 395      | 85                 | 1960          | Barrancas     | Barrancas         |
| 2002                          | 723      | 0                  | 1940          | Colorado      | Buta Ranquil      |
| 2004                          | 1164     | 0                  | 1903          | Neuquén       | Paso de Indios    |
| 2005                          | 733      | 38                 | 1936          | Chimehuín     | Naciente          |
| 2010                          | 564      | 0                  | 1953          | Agrio         | Bajada del Agrio  |
| 2021                          | 324      | 23                 | 1971          | Cuyín Manzano | Cuyín Manzano     |

**Tabla IV:** Estaciones de aforo activas y suspendidas utilizadas en este trabajo. Los códigos numéricos corresponden a los señalados en rojo en los mapas de las Figuras 1 y 2. También se indican los números de datos existentes y faltantes en el registro, el período de medición, río y lugar de ubicación de la estación.

|      |     |     |      |             |                             |
|------|-----|-----|------|-------------|-----------------------------|
| 2032 | 317 | 6   | 1973 | Malleo      | Malleo                      |
| 2034 | 309 | 3   | 1974 | Nahueve     | Los Carrizos                |
| 2036 | 331 | 15  | 1971 | Neuquén     | Andacollo                   |
| 2040 | 451 | 5   | 1962 | Quilquihue  | Junín de Los Andes          |
| 2060 | 201 | 54  | 1978 | Aluminé     | La Siberia                  |
| 2077 | 158 | 92  | 1981 | Neuquén     | Varvarco                    |
| 2201 | 364 | 68  | 1964 | Carrenleufú | Carrenleufú                 |
| 2202 | 543 | 9   | 1954 | Carrenleufú | La Elena                    |
| 2203 | 195 | 309 | 1955 | Carrenleufú | Lago Vinter                 |
| 2204 | 503 | 13  | 1957 | Carrileufú  | Cholila                     |
| 2206 | 680 | 2   | 1943 | Chubut      | El Maitén                   |
| 2207 | 684 | 0   | 1943 | Chubut      | Los Altares                 |
| 2208 | 537 | 51  | 1951 | Epuyén      | La Angostura                |
| 2211 | 510 | 15  | 1956 | Gualjaina   | Gualjaina                   |
| 2212 | 498 | 165 | 1945 | Mayo        | Paso Río Mayo               |
| 2215 | 484 | 128 | 1949 | Senguerr    | Nacimiento                  |
| 2218 | 510 | 15  | 1956 | Fontana     | Estancia Amancay            |
| 2226 | 206 | 226 | 1964 | Hielo       | Confluencia                 |
| 2228 | 242 | 271 | 1956 | Lepa        | Gualjaina                   |
| 2230 | 444 | 82  | 1956 | Cohihues    | Parque Nacional Los Alerces |
| 2239 | 257 | 15  | 1977 | Bagglits    | Ruta a Chile                |
| 2264 | 265 | 362 | 1946 | Senguerr    | Puente Camino Buen Pasto    |
| 2267 | 236 | 145 | 1967 | Alto Chubut | Nacimiento                  |
| 2278 | 205 | 10  | 1982 | Norquinco   | Norquinco                   |
| 2801 | 387 | 120 | 1955 | La Leona    | La Leona                    |
| 2802 | 523 | 17  | 1955 | Santa Cruz  | Charles Führ                |

| Estaciones suspendidas utilizadas |          |                    |           |          |                          |
|-----------------------------------|----------|--------------------|-----------|----------|--------------------------|
| Código                            | Nº datos | Nº datos faltantes | Período   | Río      | Lugar                    |
| 205                               | 440      | 16                 | 1946-1984 | Belén    | Playa Larga              |
| 1003                              | 337      | 82                 | 1940-1982 | Durazno  | Chilecito                |
| 1004                              | 504      | 0                  | 1940-1982 | Famatina | Famatina                 |
| 1007                              | 503      | 139                | 1931-1985 | Anzulón  | Dique Anzulón            |
| 1202                              | 426      | 11                 | 1951-1987 | Castaño  | Castaño Nuevo            |
| 1204                              | 732      | 96                 | 1921-1990 | Jáchal   | Pachimoco                |
| 1209                              | 959      | 1                  | 1909-1989 | San Juan | Dique Ignacio de la Roza |
| 1412                              | 972      | 0                  | 1909-1990 | Mendoza  | Cacheuta                 |
| 1803                              | 507      | 9                  | 1941-1984 | Limay    | Paso Flores              |
| 1804                              | 1044     | 0                  | 1903-1990 | Limay    | Paso Limay               |

Tabla IV: (continuación).

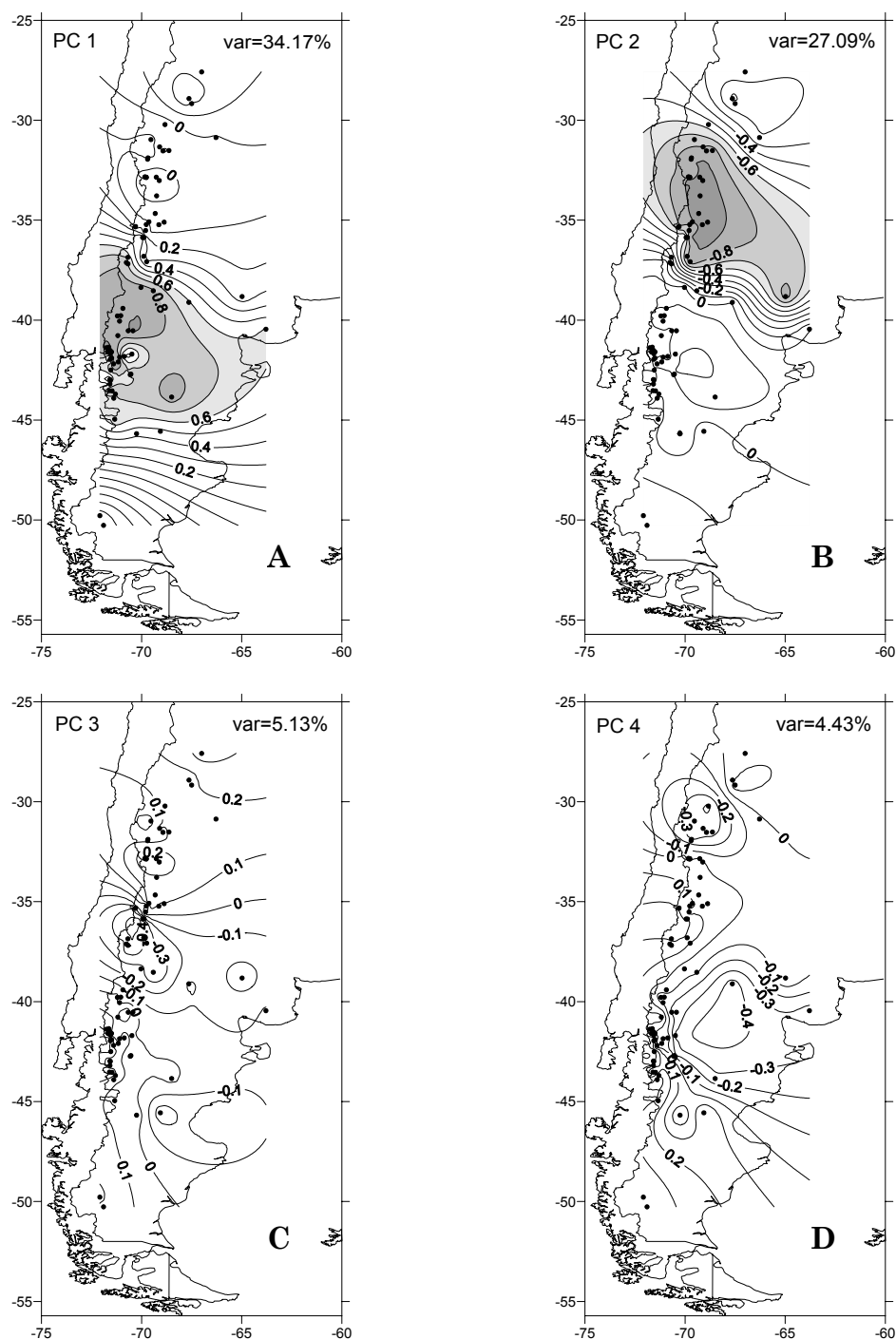
de los ríos pertenecientes a los centros de mayores valores de componente de carga de las subregiones homogéneas que presentan la base de datos más completa.

### 2.3. Resultados

Las primeras dos CPs acumulan un total de 61.3% de la varianza explicada, correspondiendo un 34.2% a la primer CP y un 27.1% a la segunda. Cada una de las CPs restantes explica menos del 6% de la varianza, decreciendo en magnitud a medida que aumenta el orden de la PC. Si bien estas varianzas pueden interpretarse sólo como aproximaciones a los valores verdaderos, dada la ausencia de uniformidad espacial de la distribución de los puntos de observación, a partir de la tercer componente (CP3) las varianzas se reducen en un orden de magnitud. En consecuencia, se considera que las primeras dos CPs son suficientes para identificar las estaciones de aforo (y por lo tanto las subregiones) con variabilidad temporal uniforme en el área estudiada.

La **Figura 4** muestra la distribución espacial de los coeficientes de carga correspondientes a las primeras cuatro CPs. Aquí cabe advertir que las isolíneas deben ser interpretadas sólo como líneas que agrupan puntos con las correlaciones indicadas. Ciertamente no tiene sentido querer interpretar una correlación dada sobre regiones vacías de puntos de aforo. Por el contrario, sólo deben “leerse” las correlaciones mostradas sobre los puntos señalados. Por supuesto, esta sección del trabajo tiene el único objetivo de identificar puntos de aforo que muestran series de caudal con variabilidad temporal afín, para la posterior identificación de los ríos involucrados. Por lo tanto, de esta figura no se debe intentar obtener ningún otro tipo de información.

La primer componente (PC1, Figura 4 a) muestra un grupo de estaciones con valores de carga superiores a 0.6, distribuidas en un área cuyo límite Norte se ubica entre los cauces de los ríos Colorado y Neuquén-Negro en las provincias de Neuquén y Río Negro, y cuyo límite Sur casi coincide con el cauce del río Senguer en la provincia de Chubut. Los valores de carga disminuyen rápidamente hacia menores latitudes y cabe destacar que varias de las estaciones ubicadas sobre las provincias de Neuquén y Río Negro poseen valores de carga aún superiores a 0.8. En la segunda componente (PC2, Figura 4 b) los aforos con valores de carga mayores a 0.6, se encuentran



**Figura 4:** Distribución espacial de los coeficientes de carga correspondientes a las primeras cuatro Componentes Principales (paneles A a D respectivamente) aplicado a las series mensuales de caudal de las estaciones de aforo seleccionadas. Para cada Componentes se indica el porcentaje de varianza explicada. Los valores mayores a 0.6 se encuentran sombreados.

exactamente al Norte de los mencionados anteriormente, extendiéndose desde el río Colorado (pcia. de Mendoza) al río Jachal (pcia. de San Juan). En este caso pueden destacarse aún algunas estaciones en la provincia de Mendoza que muestran valores de carga superiores a 0.9 y que pertenecen a los ríos Mendoza, Tunuyán, Diamante y Atuel. Adicionalmente, casi todos los aforos ubicados entre los ríos San Juan y Colorado muestran valores de carga superiores a 0.7.

La abrupta caída de los valores de carga a través del límite entre estas dos regiones evidencia la independencia estadística en las características de la variabilidad temporal de los caudales observados sobre los ríos de estas áreas. Para la PC1 puede observarse que los valores de carga para puntos que se encuentran al Norte del río Colorado no son significativos y viceversa. Las componentes 3 y 4 agrupan pequeños conjuntos de puntos con valores de carga apenas superiores a 0.3.

De esta manera pueden definirse dos subregiones entre los ríos Jachal y Senguer en las que sus ríos muestran caudales con variabilidad temporal semejante y desacopladas entre sí (i.e. con caudales no correlacionados). El límite de estas regiones se ubicaría entre los ríos Colorado y Neuquen–Negro. En adelante llamaremos región I a la porción ubicada al Sur del río Colorado hasta el río Senguer y que engloba a los ríos Neuquen, Negro, Limay, Chubut y Senguer; y región II a la ubicada al Norte del río Nequén hasta el río Jachal y cuyos principales ríos son el Colorado, Atuel, Diamante, Tunuyán, Mendoza, San Juan y Jachal.

Las regiones que se encuentran al Norte de 30°S y al Sur de 45°S no han sido clasificadas ya que, debido a la pobre varianza explicada por las componentes representantes de las series temporales de caudal allí observado y la reducida información disponible en estas regiones, sólo puede afirmarse su independencia de las regiones I y II anteriormente descriptas.

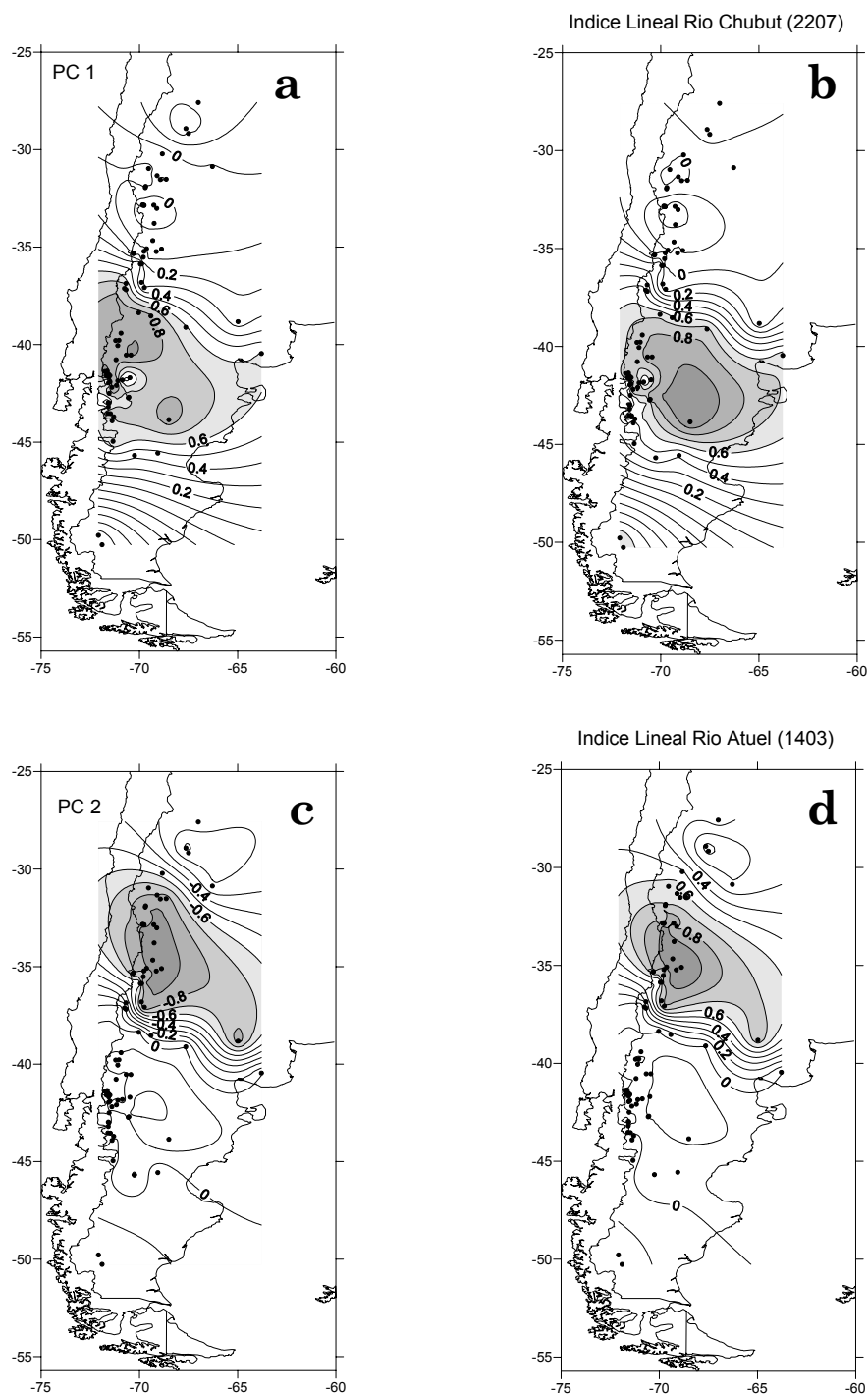
Como se dijo, dado que no se cuenta con períodos completos de medición, resulta imposible calcular las componentes de puntaje del ACP correspondientes a los patrones de las series temporales analizadas. Por consiguiente, se procedió a elegir una estación representativa en cada región definida, teniendo en cuenta la extensión de su serie de datos y su correlación con las restantes estaciones. De esta manera se eligió el río Chubut en la estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm; código



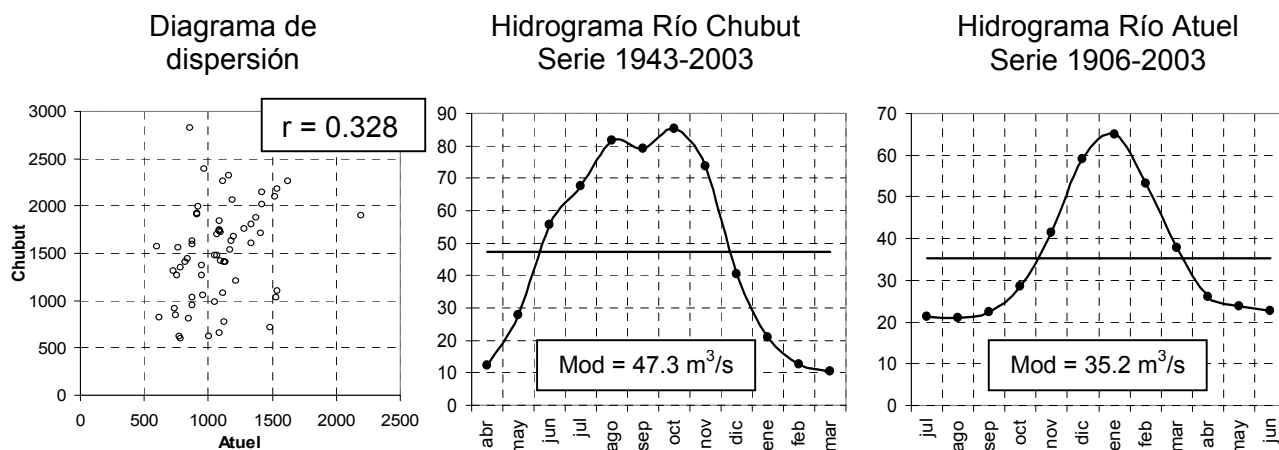
2207) —período 1943 a 2003— como representativa de la región I y el río Atuel en La Angostura, (35° 05' 57"S; 68° 52' 26"O; 1200 msnm; código 1403) —período 1906 a 2003— para la región II. Los coeficientes corregidos de correlación entre los caudales mensuales de los ríos del área en estudio y los correspondientes al Chubut (**Figura 5 b**) y el Atuel (Figura 5 d), muestran una distribución espacial de coeficientes similar al de las componentes de carga para la correspondiente PC (Figuras 5 a y c respectivamente). Este resultado confirma la representatividad que tiene cada uno de estos ríos respecto a la variabilidad temporal de los caudales para las regiones I y II respectivamente.

El diagrama de dispersión y el coeficiente de correlación entre los derrames anuales de los ríos Chubut y Atuel (**Figura 6** izquierda) indican el alto grado de independencia lineal que tienen, ya que sólo ~10% de la variabilidad interanual de uno de ellos es explicada por el otro.

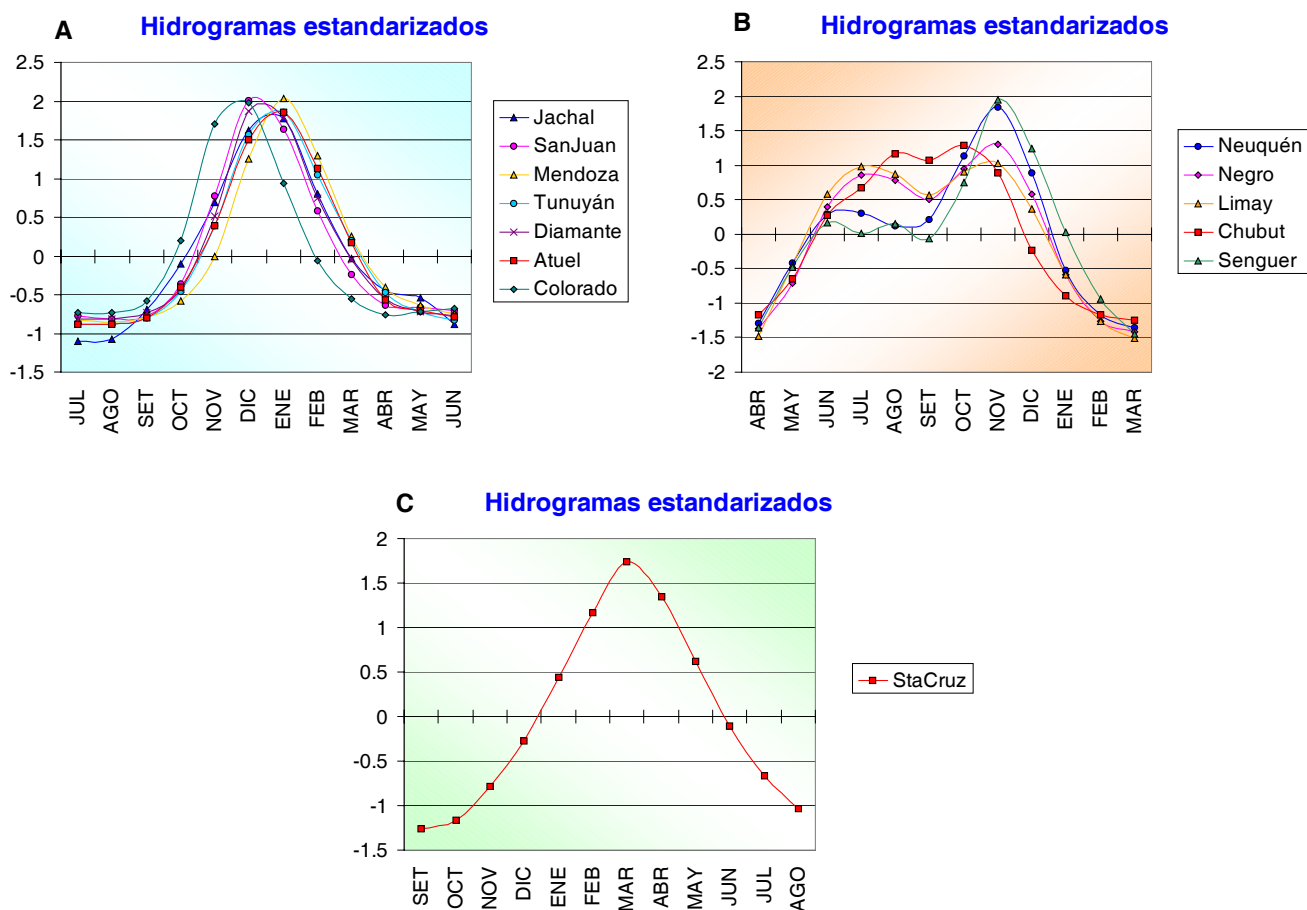
El hidrograma correspondiente al río Chubut (Figura 6 centro) indica que el régimen de caudales para la región I está caracterizado por un doble máximo que abarca de invierno a verano donde se combinan la precipitación líquida y el derretimiento estival de la precipitación nival y de los hielos glaciares. En la **Figura 7 b** pueden verse los hidrogramas estandarizados de caudales correspondientes a algunos de los ríos más importantes de esta región (i.e. ríos Neuquén, Negro, Limay y Senguer). En el caso de ríos que poseen más de una estación de aforo, se eligió aquella que presenta un record de datos mayor y que se encuentra más próxima a la naciente del mismo. Estas estaciones se detallan en la **Tabla V**, junto con los valores medios y desviaciones típicas anuales usados para estandarizar los hidrogramas de la Figura 7 a-b. Para los ríos de región I que se encuentran ubicados al Norte del Chubut, por ejemplo el río Neuquén, la combinación de factores determinantes del caudal se agudiza y el hidrograma presenta dos máximos distinguibles, uno invernal y otro para el período estival, siendo mayor este último en el cual contribuyen al caudal tanto la lluvia de primavera-verano como el derretimiento de la nieve y el hielo (Figura 7 b). La región I pertenece a la zona de latitudes medias dominadas por el flujo de los oestes. La altura de la cordillera patagónica, menor a 2000 msnm, permite el paso de masas de



**Figura 5:** *Análisis de Componentes Principales (CP) aplicado a las series de caudal en los aforos señalados por puntos en el mapa: Componentes de carga para la CP1 (a) y la CP2 (c). Índices de correlación lineal entre caudales del río Chubut (b) y Atuel (d) con las restantes series de caudal en los aforos señalados. Los valores superiores a 0.6 se encuentran sombreados.*



**Figura 6:** Diagrama de dispersión correspondiente a los derrames anuales (calculados sobre cada año hídrico correspondiente) de los ríos Chubut y Atuel (izquierda), e hidrogramas respectivos (Chubut –centro– y Atuel –derecha–). Los derrames y caudales se dan en hm<sup>3</sup>.



**Figura 7:** Hidrogramas estandarizados correspondientes a los ríos de Cuyo (A), Patagonia (B) y el río Santa Cruz (C). La línea cero corresponde a los valores de derrame medio anual mostrados en la Tabla V.

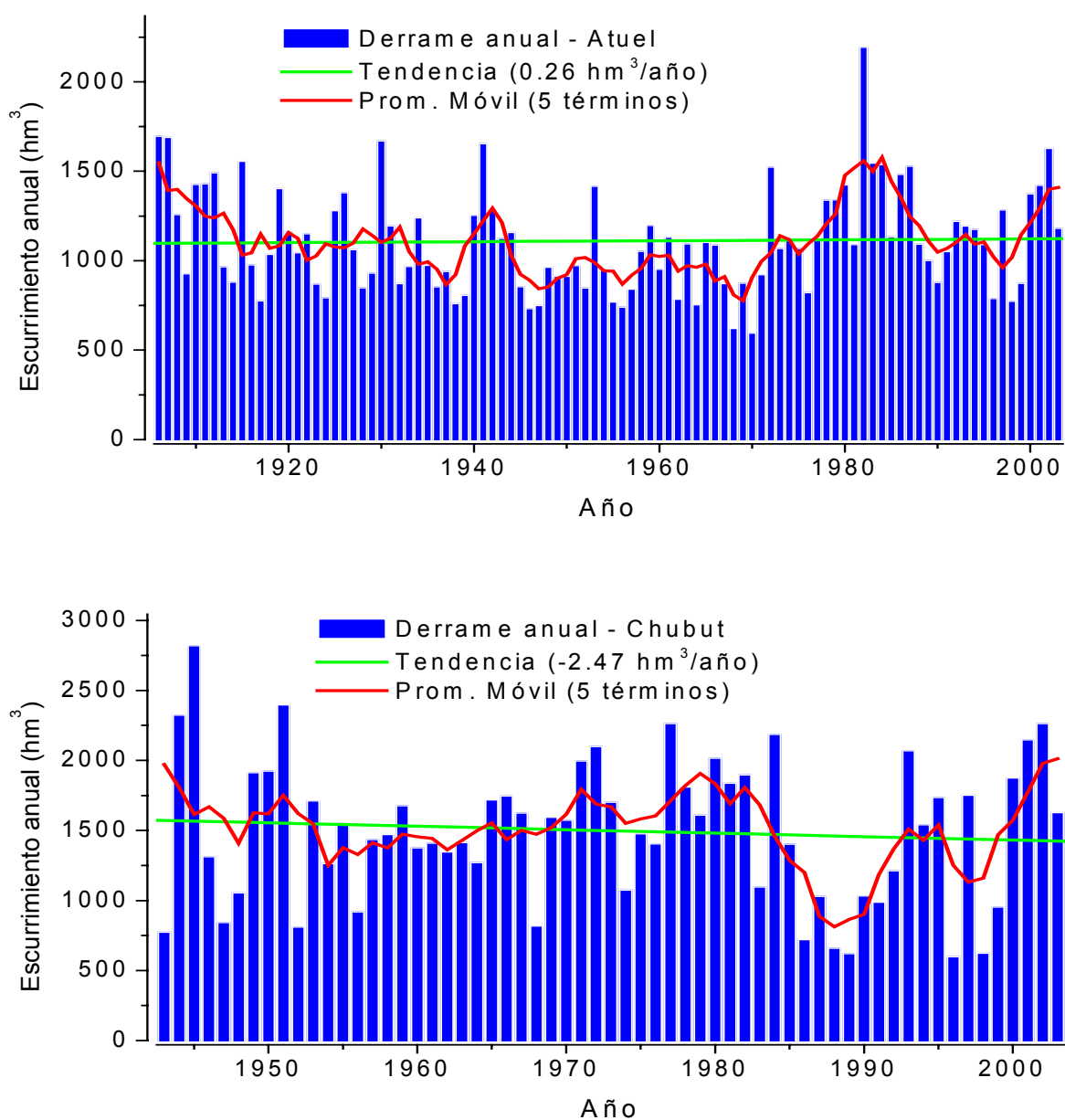
| Río       | Estación       | Latitud  | Longitud | Altura | Área de la<br>cuenca | Período de<br>medición | Longitud<br>de la serie | Derrame anual<br>( $\text{hm}^3$ ) |                        |
|-----------|----------------|----------|----------|--------|----------------------|------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------|
|           | (lugar)        | (g m s)  | (g m s)  | (msnm) | ( $\text{km}^2$ )    | (años)                 | (años)                  | Media                              | Desviación<br>estándar |
| JACHAL    | Pachimoco      | 30 13 00 | 68 50 00 | 1160   | 25500                | 1921-1990              | 61                      | 320.54                             | 189.80                 |
| SANJUAN   | KM 47.3        | 31 32 00 | 68 53 00 | 945    | 25670                | 1909-2004              | 95                      | 2058.62                            | 1235.54                |
| MENDOZA   | Cacheuta       | 33 01 00 | 69 07 00 | 1238   | 9040                 | 1909-1990              | 81                      | 1578.75                            | 545.79                 |
| TUNUYÁN   | Valle de Uco   | 33 47 00 | 69 15 00 | 1200   | 2380                 | 1954-2004              | 50                      | 902.38                             | 266.64                 |
| DIAMANTE  | La Jaula       | 34 39 53 | 69 19 13 | 1500   | 2753                 | 1971-2004              | 32                      | 1092.77                            | 363.72                 |
| ATUEL     | La Angostura   | 35 05 57 | 68 52 26 | 1200   | 3800                 | 1906-2004              | 98                      | 1110.18                            | 288.69                 |
| COLORADO  | Buta Ranquil   | 37 04 34 | 69 44 48 | 850    | 15300                | 1940-2004              | 64                      | 4679.34                            | 1639.95                |
| NEUQUÉN   | Paso de Indios | 38 31 55 | 69 24 49 | 498    | 30843                | 1903-2004              | 101                     | 9811.62                            | 3776.59                |
| NEGRO     | Paso Córdoba   | 39 06 40 | 67 38 26 | 235    | 89000                | 1922-2004              | 60                      | 30690.25                           | 7799.37                |
| LIMAY     | Paso Limay     | 40 32 00 | 70 26 00 | 538    | 26400                | 1903-1990              | 87                      | 23238.84                           | 5774.98                |
| CHUBUT    | Los Altares    | 43 51 00 | 68 30 00 | 275    | 16400                | 1943-2004              | 61                      | 1498.08                            | 508.03                 |
| SENGUER   | Nacimiento     | 44 57 31 | 71 20 30 | 925    | 1300                 | 1949-2004              | 38                      | 1077.70                            | 221.40                 |
| STA. CRUZ | Charles Fuhr   | 50 16 09 | 71 53 07 | 206    | 15550                | 1955-2003              | 46                      | 21987.70                           | 3201.71                |

**Tabla V:** Información correspondiente a las estaciones de aforo para los ríos Jachal, San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel y Colorado pertenecientes a la región de Cuyo; y Neuquén, Negro, Limay, Chubut, Senguer y Santa Cruz pertenecientes a la región de la Patagonia. La ubicación de las estaciones se da en grados, minutos y segundos (g m s) y corresponde a las indicadas en los mapas de las Figuras 1 y 2. La altura en metros sobre el nivel del mar (msnm) corresponde a la de la estación correspondiente. Los años con datos faltantes no fueron contados en la longitud de la serie. Los derrames medios anuales en  $\text{hm}^3$  se calculan sobre cada año hidrológico (Julio-Junio para los ríos de la región Cuyana, Abril-Marzo para los de la región Patagónica y Septiembre-Agosto para el río Santa Cruz).

aire húmedo del Pacífico que precipitan en las cumbres y también en el pie de monte a sotavento, aportando lluvia y nieve.

En la región II, caracterizada por el río Atuel, los caudales se ubican sobre el promedio para el período Noviembre-Marzo con máximo en Enero (Figura 6 derecha). En esta región, la circulación atmosférica está dominada por la presencia de los anticiclones semipermanentes de los océanos Pacífico y Atlántico. Aquí, la cordillera central al Norte de 40°S es considerablemente más alta e inhibe el acceso de humedad desde la fuente Pacífica. Las masas de aire al ascender precipitan sólo a barlovento y en las altas cumbres. Sobre el lado Argentino en invierno la precipitación es nívea. Los derrames son primordialmente debidos al derretimiento estival de la nieve acumulada durante el invierno y del aporte de los glaciares, siendo casi despreciable el aporte de precipitación líquida. Consecuentemente, los caudales medios máximos para los ríos ubicados sobre esta región —como los ríos Jachal, San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante y Colorado— se obtienen en los meses de Diciembre-Enero (Figura 7 a). El año hídrico de los ríos pertenecientes a esta región comprende los meses entre Abril y Marzo; mientras que el correspondiente a los ríos de la región I comprende los meses entre Julio y Junio.

La **Figura 8** muestra las marchas de escurrimiento anual correspondientes a los ríos Atuel (arriba) y Chubut (abajo) en barras azules, junto la línea de tendencia observada para el período completo de medición (en verde) y la curva de promedios móviles de 5 términos (en rojo). Los años indicados en el eje de abscisas corresponden a los del inicio de cada año hidrológico. En rasgos generales para el río Atuel, se observa un leve y paulatino decrecimiento de los caudales desde comienzos del siglo XX, que luego se revierte abruptamente a partir de la década del '70, retornándose rápidamente a los valores de derrame observados a comienzos del siglo. Es notorio el extremo observado en el año 1982 (de 2193 hm<sup>3</sup>) y en general los altos valores observados entre los años 1978 y 1987, similares a los de comienzos de siglo, situación que vuelve a repetirse para los años del inicio del siglo XXI. La marcha observada para el río Chubut es en general algo más regular, con excepción de una fuerte caída de los derrames registrados durante la década del '80, situación que se revierte rápidamente a partir de la década siguiente. Las tendencias observadas considerando la totalidad de



**Figura 8:** Series temporales de Escurrencimiento Anual (en  $\text{hm}^3$ ) correspondientes a los ríos Atuel (arriba) y Chubut (abajo). Los años indicados corresponden al año de comienzo de cada año hidrológico. Las rectas en verde indican la tendencia observada en período completo de medición y las curvas en rojo corresponden a promedios móviles de 5 términos.

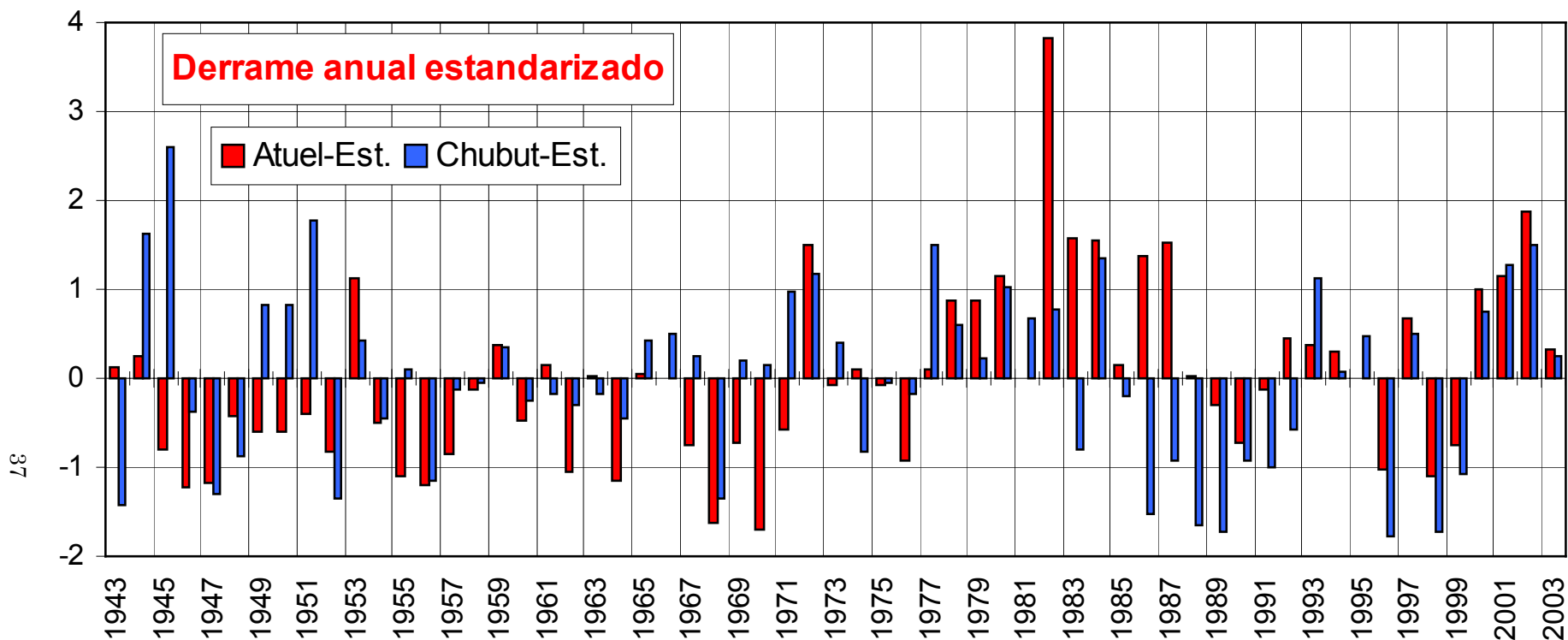
los registros arrojan valores de  $0.26 \text{ hm}^3/\text{año}$  para el Atuel y de  $-2.47 \text{ hm}^3/\text{año}$  para el Chubut, los cuales no resultan significativos al 10% de confianza.

Haciendo un análisis comparativo, las series de derrames anuales estandarizados (**Figura 9**) para los ríos Atuel (barras rojas) y Chubut (barras azules), muestran la existencia de años en que los valores de ambos ríos tienen signos opuestos. Por ejemplo, en 1986 el Atuel presenta anomalías positivas de derrame que exceden un desvío estándar ( $\sigma$ ) mientras que para el Chubut el derrame anual es menor que  $-\sigma$ . El año 1987 es otro ejemplo en este sentido, aunque las anomalías de Chubut no excedan de  $-\sigma$ . Inversamente, los años 1945, '49, '50, '51 y '71 presentan anomalías positivas para Chubut y negativas para Atuel. Tales resultados confirman la independencia en el comportamiento de los caudales observados en las regiones definidas y la baja varianza interanual explicada por los ríos de una región para los de la otra. También es de notar la existencia de largos períodos en los cuales el derrame anual se mantiene en general por debajo de la media, por ejemplo en los períodos 1945-52 y 1954-71 para Atuel y 1985-92 para Chubut; o por encima, como en 1978-87 para Atuel y 1977-82 para Chubut. En general también estos períodos de déficit y superávit son distintos para los ríos elegidos.

## 2.4. Conclusiones

A partir de la definición de un índice lineal de correlación modificado definido a partir del coeficiente de correlación usual y el coeficiente de correlación crítico al 5% de significancia, utilizado como medida de distancia en un ACP no rotadas en modo-S, se han logrado identificar objetivamente las distintas regiones a lo largo de la Cordillera de los Andes, en las cuales el comportamiento de los caudales de los ríos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres, muestran homogeneidades estadísticas, definiendo 2 zonas cuyas condiciones climáticas dan regímenes hídricos diferenciables.

Las regiones identificadas resultan: I) el área que se extiende desde el río Neuquén (pcia. de Neuquén) hasta el río Senguer (pcia. de Chubut) y II) el área que se extiende desde el río Jachal (pcia. de San Juan) hasta el río Colorado (pcia. de



**Figura 9:** Derrames anuales estandarizados correspondientes a los ríos Atuel (barras rojas) y Chubut (barras azules). Los totales anuales se calculan para cada año hídrico (i.e. Julio-Junio para Atuel y Abril-Marzo para Chubut). Los años indicados corresponden a los del inicio de cada año hídrico.



Mendoza). El límite entre estas áreas se ubicaría entre los ríos Negro-Neuquén y Colorado. Cabe destacar la baja correlación existente entre los caudales de los ríos pertenecientes a una región con los pertenecientes a la otra, lo cual expresa la independencia estadística entre las mismas.

Las marchas de caudales medios mensuales de los ríos Chubut en Los Altares y Atuel en La Angostura, se encuentran bien correlacionadas con las correspondientes a los restantes ríos de las regiones I y II respectivamente. El análisis de los hidrogramas de estos dos ríos permite identificar las marchas anuales promedio de caudales para los ríos de ambas regiones, los cuales se caracterizarían por un máximo estival para la región II debido principalmente al derretimiento de nieve invernal y un doble máximo invernal-estival para la región I debido a la combinación de la precipitación líquida durante el invierno y el derretimiento de la precipitación nívea en primavera-verano. Si bien en principio podría pensarse que la independencia estadística entre las regiones I y II se debe al desfase temporal (de 3 meses) existente entre los períodos de máximo caudal de los ríos involucrados, la baja varianza interanual explicada entre los ríos Atuel y Chubut al correlacionar los derrames totales anuales tomando años hídricos correspondientes (ver Figura 6 panel izquierdo) objeta esta idea.

Por otra parte, el análisis de las marchas de escurrimiento anual para los ríos patrón (i.e. Atuel y Chubut), no sólo evidencia la existencia de años con comportamiento distinto entre ellos, sino también, la ausencia de tendencia significativa a lo largo del período de registro de cada uno de ellos.

### **3. RELACIONES ENTRE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y LA VARIABILIDAD DE LOS CAUDALES DE LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT**

#### **3.1. Introducción**

Tal como se vio en la sección anterior, el comportamiento de los caudales de los ríos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres, muestra características estadísticas que permiten dividirlos en dos grandes grupos: aquellos que se ubican en la región cuyana desde el río Jachal hasta el río Colorado y los que se encuentran en la región patagónica desde el río Neuquén hasta el Senguer. Adicionalmente, los caudales de los ríos Atuel y Chubut pueden tomarse como representativos de los correspondientes a los ríos del primero y segundo grupo respectivamente, dada la buena calidad de sus datos y los altos valores de correlación observados entre los caudales de estos dos ríos y los correspondientes a los ríos del grupo que representan.

Por otra parte, hemos notado que la gran variabilidad interanual que caracteriza tanto a los ríos cuyanos como a los patagónicos depende de las fluctuaciones climáticas reinantes en la región y principalmente de las condiciones invernales.

En esta sección se analizan las principales características de la circulación atmosférica relacionadas con la variabilidad de los caudales de los ríos Atuel y Chubut. Los resultados obtenidos para éstos serán extensibles a los ríos pertenecientes a las regiones que representan, de acuerdo a lo anteriormente expuesto.

#### **3.2. Datos y metodología**

Se utilizan los datos mensuales de caudal del río Atuel en la estación La Angostura (35° 05' 57"S; 68° 52' 26"O; 1200 msnm) y del río Chubut en la estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm), provistos por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación, y descritos en la sección 2. Ambos registros conforman un conjunto de observaciones continuas comprendiendo los períodos Julio de 1906 a Junio de 2004 para el río Atuel y Abril de 1943 a Marzo de 2004 para el río Chubut.

Para el análisis de la circulación atmosférica se utilizan datos medios mensuales de Altura Geopotencial (HGP, en mgp), Vector Viento (V, en m/s) y humedad específica (H, en g/kg) en los niveles de 1000, 850, 500 y 200 hPa, y de Potencial de Velocidad (Chi, m<sup>2</sup>/s) y Función Corriente (Psi, m<sup>2</sup>/s) en los niveles sigma de 0.995, 0.8458, 0.2582 y 0.2101, con cobertura global en un enrejado regular de 2.5° X 2.5° de latitud-longitud, correspondientes al Reanálisis 1 de NCEP provistos por el Centro de Diagnóstico Climático de la NOAA (Kalnay et al., 1996). Si bien esta base de datos se extiende desde 1948 a 2004, sólo se analiza el período 1958-2004, ya que para estos años se cuenta con información de radiosondeos y consecuentemente los datos son más confiables.

Para cada río se calculan los campos de correlaciones entre las variables meteorológicas, desfasadas de cero a 12 meses, y el caudal medio estacional para el período de máxima acumulación (i.e. Noviembre-Marzo para Atuel y Junio-Noviembre para Chubut)(ver hidrogramas en la Figura 6). Dado que el escurrimiento acumulado en estos meses representa alrededor del 73% del total anual, casi la totalidad de la variabilidad interanual de caudal mostrada por estos ríos se encuentra representada por el escurrimiento medio correspondiente a estos períodos de cinco a seis meses. Las correlaciones con el vector viento se calculan por componentes analizando la distribución de los vectores de correlación  $\vec{r} = r_u \cdot \hat{i} + r_v \cdot \hat{j}$ , donde  $r_u$  y  $r_v$  son las correlaciones entre el caudal y las componentes zonal y meridional del viento respectivamente. En todos los casos, sólo valores de correlación significativamente distintos de cero al 10% de acuerdo al estadístico t-student son tenidos en cuenta para el análisis. Para los vectores de correlación  $\vec{r}$ , se considera significativo aquel en el que al menos una de sus componentes,  $r_u$  ó  $r_v$ , resulta igual o superior al valor crítico establecido de acuerdo al criterio mencionado.

### 3.3. Resultados

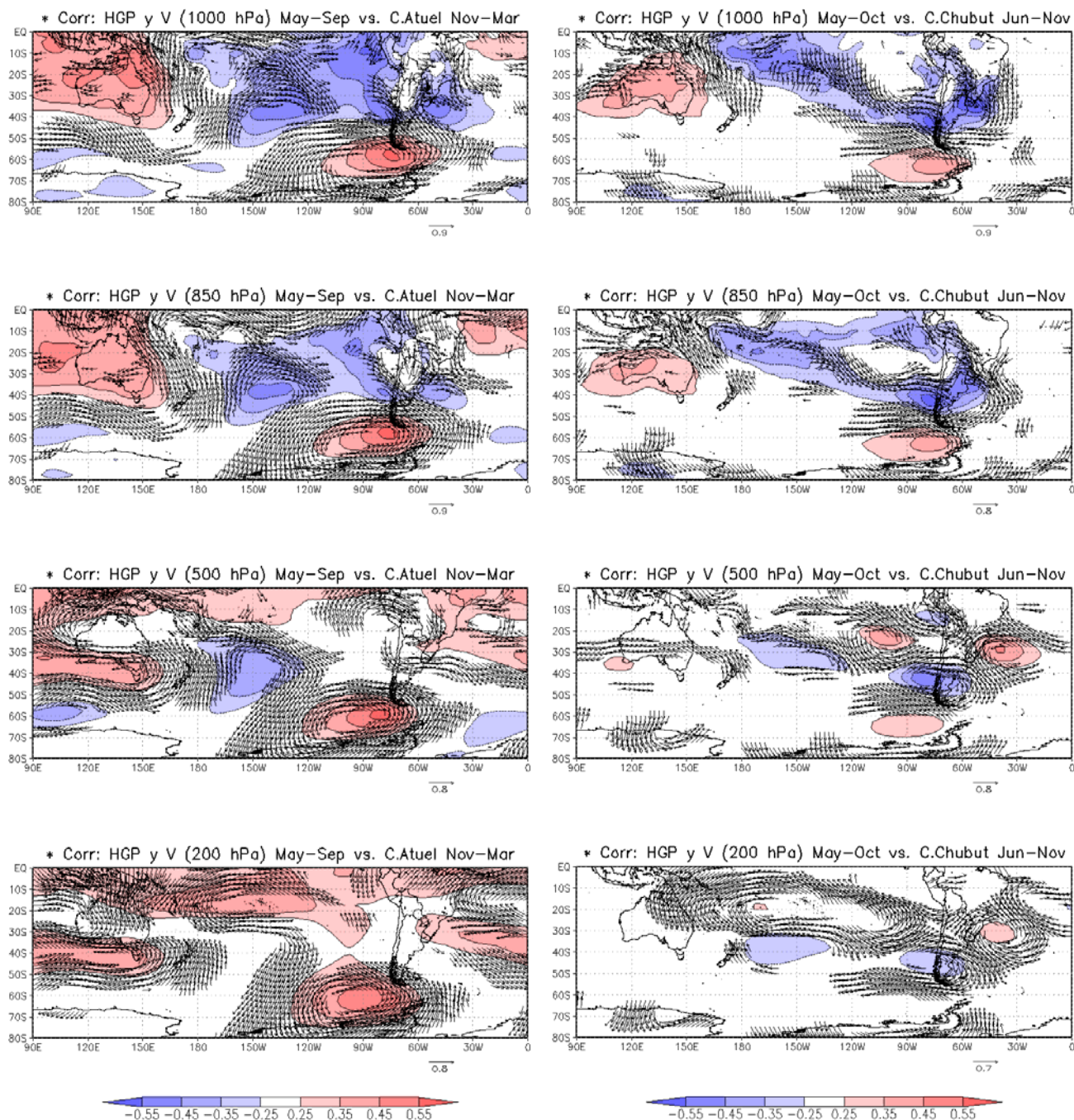
Un análisis de los campos de correlaciones entre las variables meteorológicas descriptoras de la circulación (i.e. altura geopotencial, vector viento, potencial de

velocidad, función corriente y humedad específica para distintos niveles de la atmósfera) y el caudal medio estacional para el período de máxima acumulación (i.e. Noviembre-Marzo para Atuel y Junio-Noviembre para Chubut), con desfases de cero a 12 meses, permitió detectar el retardo para el cual los valores de correlación se maximizan sobre amplias zonas geográficas que incluyen el continente sudamericano y sus océanos adyacentes. Las mayores señales se obtuvieron al correlacionar el caudal medio estacional correspondiente al período Noviembre-Marzo para Atuel con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Septiembre precedente (i.e. un desfase de 6 meses), y el caudal medio estacional correspondiente al período Junio-Noviembre para Chubut con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Octubre precedente (i.e. un desfase de 1 mes).

### 3.3.1 Geopotencial y vector viento

La **Figura 10** muestra los campos de correlaciones correspondientes a la altura geopotencial y el viento en 1000 hPa (arriba), 850 hPa (centro superior), 500 hPa (centro inferior) y 200 hPa (abajo), calculados sobre la media estacional del período Mayo-Septiembre de estas variables y los caudales estacionales del río Atuel en el período Noviembre-Marzo (izquierda), y la media estacional del período Mayo-Octubre de estas variables y los caudales estacionales del río Chubut en el período Junio-Noviembre (derecha).

En ambos casos, en niveles bajos, se observan correlaciones positivas sobre el Pasaje de Drake, aunque los valores son mayores y con su centro ubicado más al Norte en el caso de Atuel. La correlación con los vectores viento exhibe una circulación asociada a un núcleo de alta presión en el centro antes mencionado. Este conjunto indicaría una alta correlación con vientos anómalos del Este o con una fuerte reducción del flujo de los Oestes en casos de exceso de caudal y viceversa en casos de déficit. Cabe destacar que esta reducción o inversión de los Oestes se encuentra al Sur de 42°S en el caso de Atuel (dominando casi la totalidad de la Patagonia), mientras que sólo se restringe a la porción Sur de la Patagonia (Sur de 48°S) en el caso de Chubut. Al Este del Pasaje de Drake se observa una fuerte correlación con flujo del Sur en el caso de



**Figura 10:** Campos de correlaciones correspondientes a la altura geopotencial y el viento en 1000 hPa (arriba), 850 hPa (centro superior), 500 hPa (centro inferior) y 200 hPa (abajo), calculados sobre la media estacional del período Mayo-Septiembre de estas variables y los caudales estacionales del río Atuel en el período Noviembre-Marzo (izquierda), y la media estacional del período Mayo-Octubre de estas variables y los caudales estacionales del río Chubut en el período Junio-Noviembre (derecha). Sólo se grafican valores superiores al 10% de significancia.

Atuel, indicando advección de aire polar sobre la Patagonia en casos de exceso de caudal (viceversa en casos de déficit), que no existe para el Chubut. En altura, estas correlaciones sobre los mares de Amundsen-Bellingshausen se mantienen significativamente altas en el caso de Atuel (tomando valores mayores a 0.45 en 200 hPa) mientras que desaparecen en el caso de Chubut. Adicionalmente, para este centro de máximas correlaciones se advierte un corrimiento hacia el Oeste con la altura (de unos 8° a 10° de longitud entre los niveles de 500 y 1000 hPa), que junto con su manifestación aún en niveles altos para el río Atuel, estaría indicando la presencia de sistemas dinámicos (bajas frías en el caso de déficit de caudal y altas calientes en el caso de superávit) pasando por estas latitudes.

Por otra parte, para ambos ríos en niveles bajos, las correlaciones significativas negativas se ubican en latitudes medias atravesando el continente, las cuales indicarían una notoria relación entre excesos de caudal con el frecuente pasaje de sistemas de baja presión que cruzan la Cordillera provenientes del Pacífico y entre déficit de caudal con una profundización de los anticiclones semipermanentes del Pacífico y el Atlántico. Además, las correlaciones negativas se extienden también en bastas regiones del Pacífico subtropical en ambos casos. Sin embargo, cerca del continente los valores de correlación muestran una mayor magnitud en el caso de Chubut con máximo ubicado en 45°S sobre la costa Chilena, mientras que para el caso de Atuel el máximo se encuentra más al Norte (39°S) y es de menor magnitud. En este último caso los núcleos se dividen en dos centros negativos ubicados a Este y Oeste del continente. En medio de estos máximos, sobre la región central de Argentina, se observa una circulación anticiclónica asociada a un aumento relativo de presión para casos de anomalías positivas de caudal. Las correlaciones con el viento también exhiben una circulación ciclónica que se extiende desde el núcleo negativo ubicado sobre el Atlántico hacia Paraguay. En casos de déficit de caudal, estas circulaciones serían opuestas (circulación ciclónica asociada a una baja presión relativa sobre la región central de Argentina, con una circulación anticiclónica que se extiende desde el núcleo positivo ubicado sobre el Atlántico proveniente desde Paraguay hacia el sudoeste argentino) y podrían asociarse a la profundización de los anticiclones oceánicos y la baja del noroeste argentino. Sobre las nacientes del Atuel (alrededor de

70°O, 35°S) las correlaciones con la circulación indican un flujo del NO, proveniente del Pacífico subtropical, asociado a excesos de caudal (viceversa en casos de déficit). En el caso de Chubut el centro negativo se extiende desde la costa Chilena al Sur de 40°S curvándose hacia el NE en dirección Uruguay. Esta configuración indicaría la asociación de máximos caudales en la región I con el pasaje de bajas presiones que atraviesan la cordillera de los Andes sin discontinuidad por latitudes donde ésta es más baja. Al llegar a la región del Río de la Plata, un centro negativo secundario con una circulación ciclónica asociada extendiéndose hacia el Norte indicaría la vinculación entre máximos de caudal en Chubut con sistemas frontales sobre esta región similar a lo observado en el caso anterior. El flujo de aire sobre las nacientes del Chubut es del NO, al igual que el observado para Atuel, aunque proveniente de latitudes mayores (ver nivel de 850 hPa). En los casos de déficit de caudal estas configuraciones de circulación serían inversas con altas presiones atravesando el continente por latitudes medias inhibiendo el pasaje de sistemas frontales por las cuencas de los ríos estudiados y con Oestes exacerbados en la región patagónica.

Sobre el Pacífico central se observan también patrones diferentes para ambos ríos. En el caso del Atuel, se observa una región de correlaciones negativas en 140°O–40°S, que no se observa en el caso del Chubut y que se extiende también en altura. Particularmente para Atuel en el nivel de 500 hPa este centro negativo, junto al mencionado centro positivo ubicado sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen, un centro positivo ubicado sobre el Sur de Australia y otro negativo sobre el Atlántico Sur, forman un tren de ondas estacionario que atraviesa el Pacífico en sentido NO–SE. En América del Sur, si bien no se observan correlaciones significativas con el geopotencial, las correlaciones con el vector viento describen una vaguada (circulación ciclónica) cuya delantera se ubicaría en las nacientes del río favoreciendo el ascenso en los casos de superávit de caudal. Para el caso del Chubut en niveles bajos las correlaciones negativas alcanzan la región de la cuenca desde el sector tropical del Pacífico occidental pero no se observa el tren de ondas descrito en el caso anterior en 500 hPa. En su lugar se observa un tren de ondas de menor longitud y ubicado sobre latitudes menores, formado por la alternancia de centros de correlaciones negativas (uno en 160°O–30°S y otro sobre la Patagonia) y positivas (uno en 100°O–25°S y otro en 40°O–

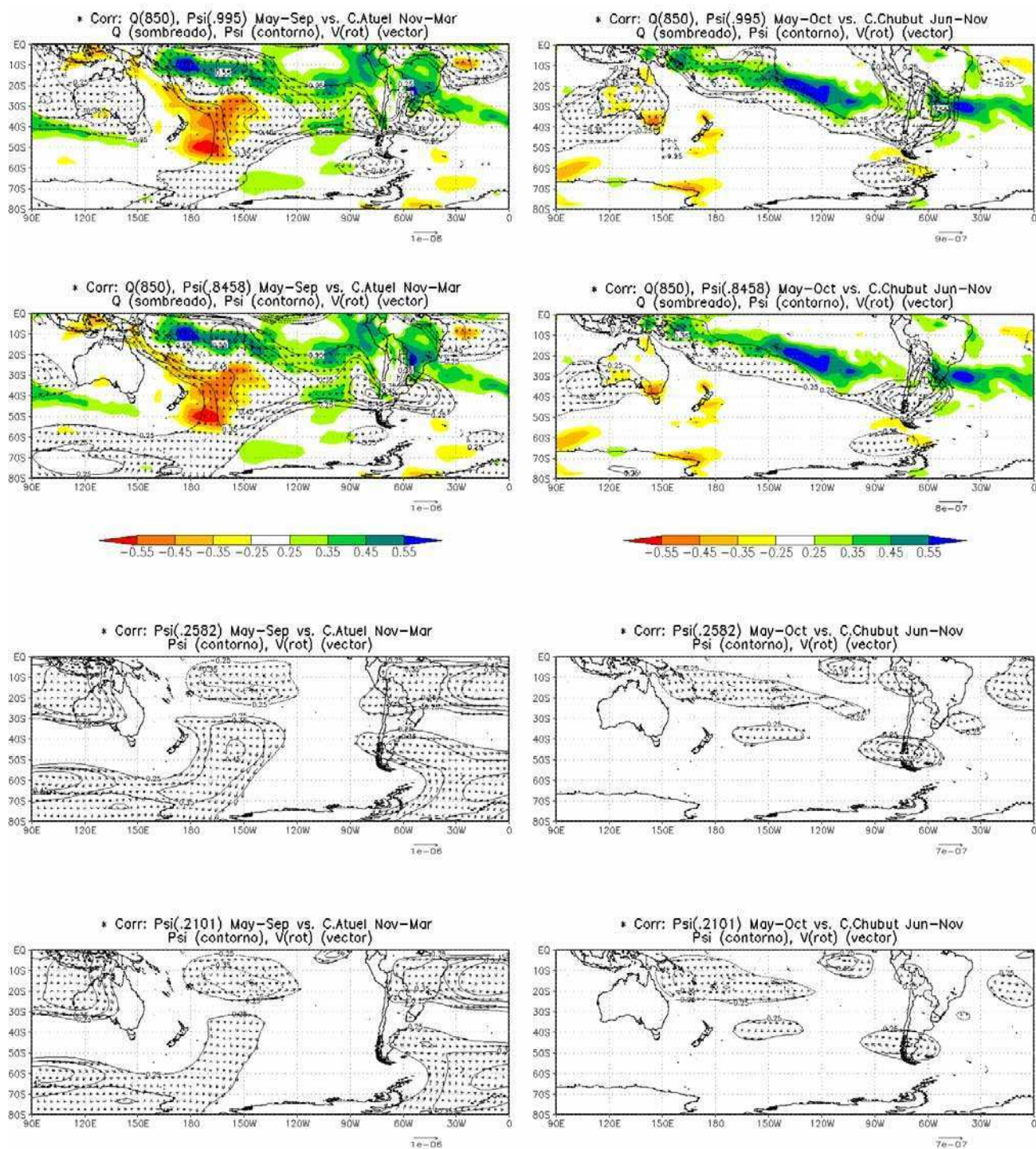
30°S). Ambos trenes de ondas pueden observarse aún hasta el nivel de 200 hPa (aunque más atenuados). Por otra parte, en el caso de ambos ríos sobre el Pacífico tropical (en  $\sim 15^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ ), puede advertirse la presencia de centros de correlación negativa en niveles bajos y positiva en niveles altos, que podrían manifestar la presencia de sistemas térmicos o monzónicos sobre esta región (i.e. bajas calientes en el caso de excesos de caudal y altas frías en el caso de déficit).

### 3.3.2. Función corriente y Humedad específica

El análisis de los campos de correlaciones correspondientes a la función corriente y potencial de velocidad, permite identificar otras características de la circulación, en varios casos asociadas a las anteriormente descritas para el geopotencial y el vector viento. La **Figura 11** muestra los campos de correlaciones correspondientes a la función corriente (en los niveles sigma de 0.995 –arriba–, 0.8458 –centro superior–, 0.2582 –centro inferior– y 0.2101 –abajo–) y la humedad específica (en 850 hPa), calculados sobre la media estacional del período Mayo-Septiembre de estas variables y los caudales estacionales del río Atuel en el período Noviembre-Marzo (izquierda), y la media estacional del período Mayo-Octubre de estas variables y los caudales estacionales del río Chubut en el período Junio-Septiembre (derecha). También, y al sólo fin de simplificar la interpretación, se han dibujado los vectores que representan el campo de viento no divergente asociado.

En niveles bajos, para el río Atuel, se observan dos núcleos de correlación positiva ubicados sobre los océanos junto a las costas continentales de Sudamérica, al Norte del paralelo de  $40^{\circ}\text{S}$ . Estos centros se encuentran relacionados con los descritos en el caso de geopotencial que se encuentran en torno a la misma ubicación. La circulación ciclónica asociada a los mismos es similar a la exhibida por los vectores de correlación de la Figura 10, sin embargo, en el caso de la función corriente, aparece más clara la circulación anticiclónica relativa observada sobre el noroeste argentino. Para el río Chubut, las correlaciones con la función corriente evidencian aún más las diferencias con las correspondientes al Atuel, mostrando un núcleo de correlaciones positivas y circulación ciclónica asociada que cruza la cordillera sin interrupción, desde





**Figura 11:** Como en la Fig. 10, pero para la función corriente (en los niveles sigma de 0.995 –arriba–, 0.8458 –centro superior–, 0.2582 –centro inferior– y 0.2101 –abajo–) y la humedad específica (en 850 hPa –arriba y centro superior–).

la costa Chilena al Sur de 40°S hasta el Sur de Brasil. Estas configuraciones son similares a las ya mencionadas en los casos de la Figura 10, sin embargo, el centro de correlaciones positivas con el geopotencial que se observaba para ambos ríos sobre los mares de Amundsen-Bellingshausen, no aparece tan notoriamente en el caso de la función corriente. Es más, en el caso del Atuel, aún cuando las correlaciones con el geopotencial sobre esta región se mantenían significativas también para niveles altos, las correlaciones con la función corriente desaparecen con la altura, observándose sólo la insinuación de una circulación anticiclónica en niveles cercanos a 200 hPa.

De todos modos, también para niveles altos, pero en este caso para el río Chubut, los centros de correlaciones negativas que se observaban sobre la Patagonia para el geopotencial, también se observan en el caso de la función corriente (como correlaciones positivas), evidenciando la importancia de una circulación ciclónica (anticiclónica) anómala observada sobre esta región en el caso de excesos (déficit) de caudal. Adicionalmente, el tren de ondas observado en altura para el río Atuel, que atraviesa el Pacífico en dirección hacia el Atlántico Sur, e insinuado por la circulación (correlaciones con el vector viento) en 200 hPa, se sugiere también para la función corriente. Sin embargo, es curioso notar que este tren se manifieste sólo a través de los núcleos de correlación positiva de ambas variables (i.e. núcleos con circulación anticiclónica asociada en el caso de geopotencial y núcleos con circulación ciclónica asociada en el caso de la función corriente).

Sobre el Pacífico tropical, en  $\sim 15^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ , es de notar también la presencia de circulaciones ciclónicas en superficie y anticiclónicas en altura, mostradas por la componente rotacional del viento (i.e. asociadas a centros de correlaciones positivas y negativas de la función corriente respectivamente), vinculadas a la probable presencia de sistemas térmicos o monzónicos sobre esta región, ya descritos para la altura geopotencial y el vector viento.

Por otra parte, cabe destacar la presencia de una marcada advección de humedad sobre la región del Atuel en niveles bajos, evidenciada por las correlaciones positivas con la humedad específica en 850 hPa y la componente no divergente del viento en sentido NO-SE que afecta la región proveniente del Pacífico.

### 3.3.3. Potencial de velocidad y Humedad específica

La **Figura 12** muestra campos de correlaciones análogos a los exhibidos en la figura anterior, pero para el potencial de velocidad y la componente divergente del viento.

En niveles bajos ( $\sigma = 0.995$ ) se observan centros de correlación positiva en las adyacencias del continente que representan zonas de convergencia de aire asociadas a los sistemas que se encuentran sobre las costas atlántica y pacífica, anteriormente descritos. Adicionalmente, en el caso particular del Atuel, se advierte claramente una zona de divergencia sobre el continente, vinculada al aumento relativo de geopotencial ya mencionado asociado a excesos de caudal. Para el río Chubut, la zona de convergencia es más notoria sobre las costas del Río de la Plata, afectando el Paraguay, Sur de Brasil, noreste argentino y Uruguay. Obviamente, en casos de déficit de caudal, las características serían las contrarias a las mostradas en estos paneles, con divergencias asociadas a la intensificación de los anticiclones semipermanentes del Pacífico y el Atlántico.

Es de notar que las correlaciones con la velocidad potencial dejan de ser significativas en el nivel de  $\sigma = 0.8458$  para el caso de Chubut, aunque sin embargo se extienden ocupando el continente y gran parte del Pacífico en el caso de Atuel, tanto en este nivel como en superficie, dando como resultado una convergencia neta asociada a las correlaciones negativas de altura geopotencial sobre el Pacífico central ya mencionadas.

Adicionalmente, sobre el Pasaje de Drake, se observan correlaciones negativas en superficie, vinculadas a los núcleos de correlación positiva de geopotencial descritos para esta área. Estos centros representarían la presencia de una zona de flujo divergente de aire en el caso de excesos de caudal y convergente para déficit.

Por otra parte, la convergencia observada en niveles bajos se encuentra asociada a divergencia en niveles altos, sobre una zona restringida al Pacífico Sur y central para el caso del río Chubut y abarcando también Sudamérica y gran parte del Atlántico Sur en el caso del Atuel. También en estos niveles, sobre el flanco occidental del mapa (i.e. Australia y Nueva Zelanda), se observa una región de convergencia de



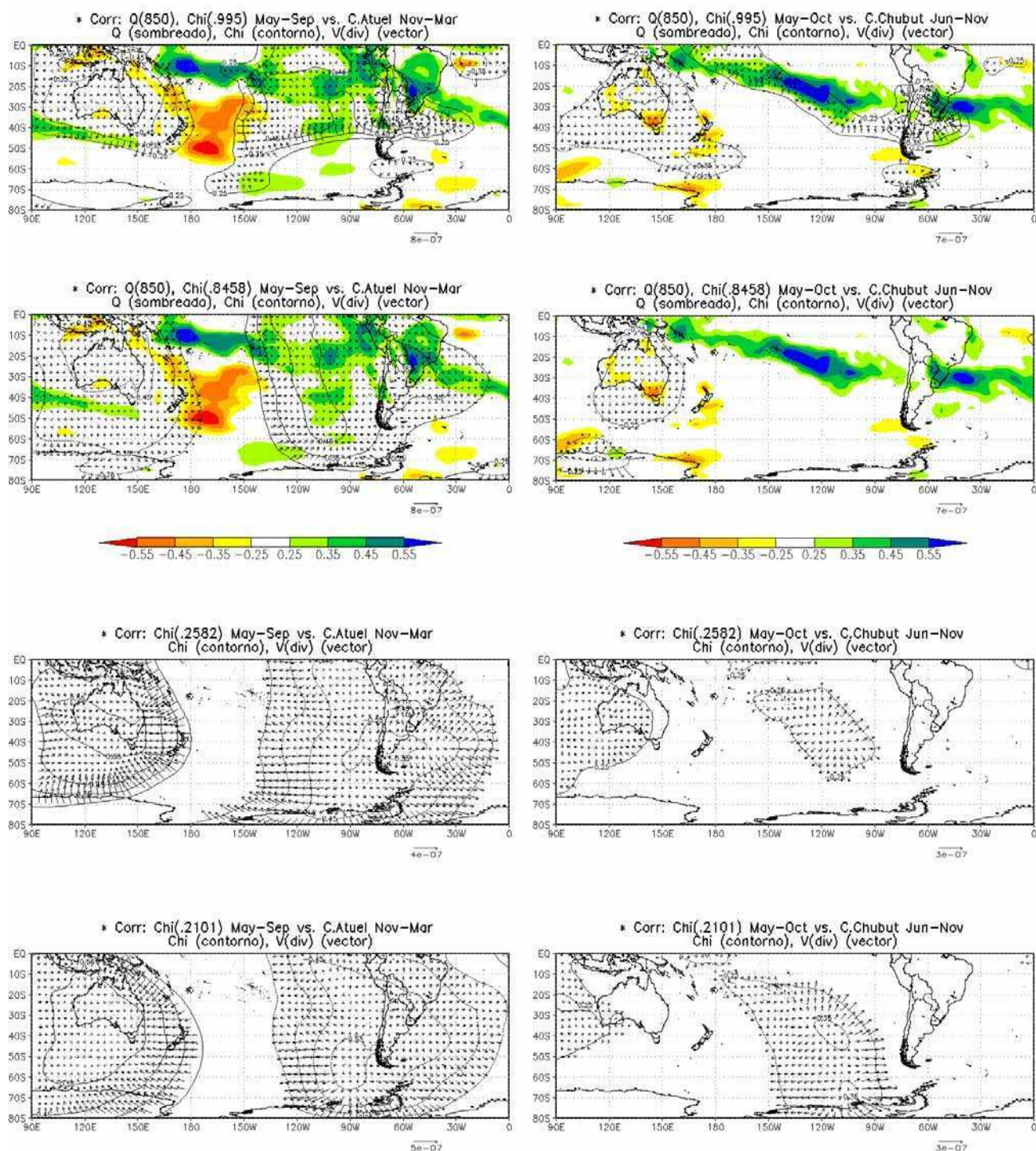


Figura 12: Como en la Fig. 11, pero para el potencial de viento.

aire para Atuel, asociada a una zona de divergencia en superficie, que podría vincularse con las correlaciones positivas advertidas en la Figura 10 sobre esta región, y se relacionarían con la subsidencia (convección) provocada por presencia de sistemas de alta (baja) presión en los casos de superávit (déficit) de caudal.

Con respecto a las correlaciones con la humedad específica (ver Figuras 11 y 12), puede observarse, en rasgos generales, que los centros de correlación positiva (negativa) se encuentran en regiones sobre las que se observan convergencias (divergencias) y/o flujos del Norte (Sur). Más específicamente, para el río Atuel, se advierte la presencia de un centro negativo ubicado sobre el Pacífico SO al Este de Nueva Zelanda ( $\sim 40^{\circ}\text{S}$ – $170^{\circ}\text{O}$ ), relacionado con una circulación de aire proveniente desde el Sur (ver Figura 11) y otro al Este de la costa tropical brasileña ( $\sim 10^{\circ}\text{S}$ – $20^{\circ}\text{O}$ ), producto de la divergencia (ver Figura 12) asociada a una anomalía anticiclónica de superficie en el área (ver Figura 11). Por otra parte, existen amplias regiones sobre las que se observan correlaciones positivas que abarcan casi la totalidad del Pacífico Sur tropical y el Sur de Brasil adentrándose en el Atlántico sobre la región dominada habitualmente por la SACZ (South Atlantic Convergence Zone). Particularmente notables son: 1) la banda que se extiende a través del Pacífico tropical en sentido NO-SE desde  $\sim 10^{\circ}\text{S}$ – $170^{\circ}\text{E}$  hasta  $\sim 20^{\circ}\text{S}$ – $90^{\circ}\text{O}$ , asociada a advecciones de aire desde el ecuador (ver Figura 11) y convergencia (ver Figura 12); y 2) los centros ubicados sobre las costas de Perú y sobre  $\sim 40^{\circ}\text{S}$ – $100^{\circ}\text{O}$ , también relacionados con convergencia de aire (ver Figura 12). En el primer ejemplo, el conjunto representa un flujo de humedad advectada desde el Pacífico ecuatorial directamente hacia la región del Atuel en casos de superávit de caudal. En la región de la SACZ, las correlaciones positivas con la humedad específica, junto con la convergencia y la circulación ciclónica señaladas sobre las adyacencias del Río de la Plata, podrían indicar la presencia zonas frontales con convergencia de humedad vinculadas a sistemas ciclónicos en la región para los casos de exceso de caudal. Ésta última configuración es observada también en el caso del río Chubut, junto con una banda de correlaciones positivas con la humedad específica que atraviesa el Pacífico tropical en sentido NO-SE similar a la descrita para el Atuel, también asociada a convergencia de aire (ver Figura 12) y flujo proveniente del

Ecuador (ver Figura 11). Por último, los centros de correlaciones negativas de humedad, en el caso de Chubut, se observan sobre las adyacencias de Nueva Zelanda, el Atlántico tropical y el Pasaje de Drake, todos ellos asociados a flujos divergentes de aire (ver Figura 12).

### 3.4. Conclusiones

En general, las fluctuaciones de caudal de los ríos Atuel (representativo de la variabilidad hídrica de los ríos de la región cuyana) y Chubut (representativo de la variabilidad hídrica observada en los ríos de la Patagonia), se encontrarían relacionadas con la variabilidad de la circulación en la estación fría, específicamente en zonas restringidas al SO del continente, sobre el Océano Pacífico del HS y sobre las adyacencias de la costa S de Brasil.

En niveles bajos, los altos (bajos) caudales estarían asociados al aumento (disminución) anómalo en la presión al O del Pasaje de Drake —con circulación anticiclónica (cyclónica) y divergencia (convergencia) anómalas asociadas—, y a una disminución (aumento) de la misma sobre el Pacífico tropical y subtropical —particularmente frente a las costas de Chile sobre la latitud de la naciente de los ríos en cuestión— y sobre el litoral argentino y la costa S de Brasil; lo cual indicaría una atenuación (intensificación) de las condiciones normales del flujo básico. En el caso excesos (déficit) de caudal del Atuel, esta situación induciría una circulación anómala con dirección NO-SE (SE-NO) desde (hacia) el Pacífico subtropical hacia (desde) la costa central de Chile, con convergencia (divergencia) en superficie, que aumentaría (disminuiría) los niveles de humedad frente la naciente del río, junto a una corriente con componente anómala SE (NO) que afectaría la Patagonia. En el caso de Chubut, estas circulaciones se encontrarían desplazadas unos 5° hacia el Sur.

En niveles altos, la variabilidad de los caudales del Atuel estaría relacionada con la presencia de un patrón de ondas que se extiende desde Australia en dirección NO-SE hacia el Atlántico Sur y ayudaría a mantener las anomalías positivas (negativas) de presión al O del Pasaje de Drake para los casos de exceso (déficit) de caudal. Por otro lado, en el caso de Chubut, la variabilidad de sus caudales estaría

relacionada con un patrón de ondas más cortas que atraviesa el continente en forma zonal a lo largo del Pacífico subtropical y contribuiría a mantener anomalías de baja (alta) presión frente a las costas de Chile sobre la latitud de las nacientes del río para los casos de altos (bajos) caudales.

Sobre la base de los resultados descritos, pueden conjeturarse algunos mecanismos que estarían favorecidos por las situaciones descriptas y podrían ser responsables de las fluctuaciones observadas en los valores de caudal para los ríos estudiados.

Los excesos de caudal en la Cordillera Central podrían estar asociados al aumento en la frecuencia de bajas presiones que transitan el Pacífico en dirección al Este, y que producen una convergencia de humedad desde bajas latitudes y una advección de la misma hacia la región cordillerana. En tal sentido, estos sistemas podrían verse acompañados por una banda de alta baroclinicidad con convergencia de aire y humedad en capas bajas. Al llegar a las costas de Chile central producirían ascenso con intensas nevadas en las cumbres y un descenso con alta presión relativa a sotavento de la Cordillera, acompañadas con divergencia en niveles bajos. Sobre la zona del litoral argentino se produciría una posterior ciclogénesis y aumento de la baroclinicidad vinculado a un frente asociado, con una consecuente convergencia de humedad desde Brasil y ascenso prefrontal.

En el caso de excesos de caudal en la Cordillera Sur, los sistemas de baja presión llegarían desde el Pacífico alcanzando latitudes superiores y pasarían la Cordillera sin discontinuidad. Estos sistemas arrastrarían humedad desde regiones subtropicales del Pacífico Occidental hacia latitudes más altas de la cordillera. Esta humedad precipitaría sobre la cordillera en la región del río Chubut, mientras los sistemas de baja presión la cruzarían para luego desviarse hacia el NE.

En ambos casos la situación de circulación en su conjunto se acompaña por una fuerte reducción de los Oestes asociada al aumento en la frecuencia de eventos de bloqueo sobre el Pacífico Sur. Las condiciones de déficit de caudal se darían con circulaciones asociadas a esquemas inversos a los descritos en el caso anterior.

## **4. ANOMALÍAS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA A EXTREMOS DE CAUDAL DE LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT**

### **4.1. Introducción**

En la sección anterior, a través del estudio de los campos de correlaciones entre distintas variables meteorológicas en la estación fría y los caudales de los ríos Atuel y Chubut en la estación de máximos caudales, se analizaron las características generales de la circulación atmosférica relacionada con las fluctuaciones interanuales de caudal de los ríos de las regiones de Cuyo (desde el río Jachal hasta el río Colorado) y Patagonia (desde el río Neuquén hasta el río Senguer-Chico) respectivamente.

Sin embargo, el análisis hecho no permite detectar las diferencias en los patrones de circulación invernal, vinculadas en forma separada a extremos positivos y negativos de caudal de estos ríos. Simplemente, el examen de los campos expuestos en la sección anterior nos aporta la idea preliminar de ciertos patrones de circulación que en su modo directo (i.e. con los signos de correlación mostrados en las figuras) estarían asociados a extremos positivos de caudal, mientras que en su modo indirecto (i.e. con signos contrarios mostrados en las figuras) a extremos negativos del mismo. De todos modos, a pesar de que estas configuraciones representarían situaciones medias idealizadas de las principales características de la circulación que podrían esperarse para años con caudales extremos, el problema requiere un análisis más detallado mediante la implementación de técnicas más adecuadas a tal fin.

Consecuentemente, en la presente sección se estudian los campos compuestos de las principales variables descriptoras de la circulación atmosférica asociados a años con extremos positivos y negativos de caudal en los ríos Atuel y Chubut.

### **4.2. Datos y metodología**

Se utilizan datos de alturas geopotenciales (HGP, en mgp), vector viento ( $V$ , en m/s) y humedad específica ( $H$ , en g/kg) en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa; de potencial de velocidad ( $Chi$ , en  $m^2/s$ ) y función corriente ( $Psi$ , en  $m^2/s$ ) en los niveles



sigma de 0.995 y 0.2101; y de componente vertical del viento (omega, en hPa/h) en 500 hPa, correspondientes a la misma base empleada y descrita en la sección 3. Niveles adicionales se emplean para datos de altura geopotencial, componentes zonal y vertical del viento y temperatura potencial (T potencial, en K), a fin de efectuar cortes verticales a lo largo de latitudes de interés.

|               | <i>Anomalía de caudal <math>&gt; +\sigma</math></i> |     |     |     |     |     |     |     |     |  | <i>Anomalía de caudal <math>&lt; -\sigma</math></i> |     |     |     |     |     |     |  |
|---------------|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| <i>Atuel</i>  | '72   | '80 | '82 | '83 | '84 | '86 | '87 | '01 | '02 |  | '62   | '64 | '68 | '70 | '96 | '98 |     |  |
| <i>Chubut</i> | '72   | '77 | '80 | '84 | '93 | '01 | '02 |     |     |  | '68   | '86 | '88 | '89 | '96 | '98 | '99 |  |

**Tabla VI.** Años en que las anomalías medias mensuales de caudal de los ríos Atuel y Chubut resultan mayores a un desvío estándar o menores a menos un desvío estándar.

Tal como se mencionó en las secciones anteriores, las correlaciones entre el caudal del río Atuel promediado en el período de máximos caudales (i.e. Noviembre-Marzo) (ver hidrograma en la Figura 6) y las variables meteorológicas mencionadas se maximizan con un desfase de alrededor de 6 meses (i.e. promedios del período Noviembre-Marzo para el caudal del Atuel con promedios del período Mayo-Septiembre anterior para las variables meteorológicas), poniendo en evidencia el predominio de las condiciones climáticas invernales sobre las fluctuaciones del caudal estival de este río. De la misma forma las correlaciones para el período de máximos caudales del río Chubut (i.e. Junio-Septiembre) (ver hidrograma en la Figura 6) se maximizan con un desfase de alrededor de 1 mes (i.e. promedios del período Junio-Septiembre para el caudal del Chubut con promedios del período Mayo-Septiembre para las variables meteorológicas), dado que las nacientes del Chubut y de sus afluentes se encuentran en regiones donde no sólo los caudales aumentan por deshielo sino también por precipitación invernal líquida. En consecuencia las fluctuaciones de caudal de ambos ríos responden a condiciones medias climáticas del invierno y principios de la primavera, período en el que se centra nuestro presente estudio.

En esta sección se analizan las composiciones de anomalías (tomando como referencia media climática el período 1968-96) de las variables meteorológicas mencionadas, calculadas sobre los períodos Mayo-Septiembre para el río Atuel y Mayo-

Octubre para el río Chubut, correspondientes a los años (ver **Tabla VI**) en los que el derrame anual de estos ríos excede de  $\pm\sigma$  (i.e. años de exceso y déficit de caudal), de acuerdo a lo mostrado en la Figura 9.

De la misma forma se efectúan cortes verticales para las anomalías compuestas de altura geopotencial, componentes zonal y vertical del viento y temperatura potencial, a lo largo las latitudes sobre las que descansan las nacientes de los ríos estudiados, abarcando los niveles de 1000 a 100 hPa.

A fin de estudiar la estructura del campo térmico anómalo en niveles medios y bajos, se calculan campos de anomalías compuestas de espesores de 1000–500 hPa, derivados a partir de los correspondientes a la altura geopotencial mencionados anteriormente, y la advección de las mismas producida por las anomalías de viento horizontal. Estos campos de composiciones de anomalías de espesores, resultan idénticos a los obtenidos para la temperatura en la capa de 700 hPa (no mostrados).

Adicionalmente, las anomalías de función corriente en niveles altos son interpretadas en términos de la teoría de propagación de ondas de Rossby quasi-estacionarias y, a fin de diagnosticar la propagación horizontal de estas ondas, se calculan los vectores de flujo de actividad de ondas definidos por Plumb (1985),  $\vec{F}s = F_\lambda \cdot \hat{i} + F_\varphi \cdot \hat{j}$ , obtenidos a partir de las composiciones de función corriente anteriormente mencionadas para los casos de exceso y déficit de caudal en los ríos estudiados. Las componentes de este flujo, definidas para ondas estacionarias quasi-geostróficas sobre un flujo zonal, vienen dadas por las relaciones:

$$F_\lambda = \frac{p}{2a^2 \cos(\varphi)} \left[ \left( \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] \quad \text{y} \quad F_\varphi = \frac{p}{2a^2} \left[ \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right]$$

donde  $p$  = presión/1000 hPa,  $\varphi$  es la latitud,  $\lambda$  es la longitud,  $a$  es el radio terrestre,  $\psi$  es la función corriente y las primas denotan la desviación respecto de la media zonal (i.e. componentes transientes). Estos flujos son paralelos a la velocidad de grupo e indican la dirección en la cual se propaga la onda. Por otra parte, la convergencia de  $\vec{F}s$  indica la acumulación de actividad de ondas, mientras que su divergencia señala su exportación. Esta generación o disipación de actividad de ondas se encuentra directamente relacionada con efectos no conservativos (o no linealidad).

Adicionalmente, los bordes, tales como el relieve de superficie, pueden ser fuentes o sumideros; por ejemplo, es posible mostrar que, aún para flujos conservativos, el flujo hacia arriba de  $\vec{F}$ s desde un borde horizontal es generalmente nulo sólo allí donde  $w'=0$ . Por lo tanto, la topografía puede ser una fuente de actividad de ondas estacionarias (Plumb, 1985). Esta herramienta ha sido extensamente utilizada para el diagnóstico del flujo de actividad de ondas, como lo muestra el trabajo de Vera et al. (2004) para distintos patrones de distribución de anomalías de TSM en el Pacífico Sur y los trabajos allí citados.

En adelante nos referiremos con Atuel(+) y Chubut(+) a las composiciones correspondientes a años de exceso de caudal en estos ríos y con Atuel(-) y Chubut(-) a las correspondientes a años de déficit.

Los campos de diferencias entre años de exceso y déficit para cada río (i.e. Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-)), también serán calculados a fin de identificar las regiones más sensibles a los cambios observados sobre las variables meteorológicas para ambos casos. Estos campos resultan prácticamente idénticos a los campos de regresiones obtenidos de la misma forma que los campos de correlaciones de la sección anterior, ya que las regresiones dependen casi exclusivamente de la diferencia entre los valores extremos de las variables meteorológicas para cada punto de observación. Para mayor información sobre la relación entre estos campos de diferencias y los campos de regresiones asociados mencionados, puede consultarse el Apéndice A de este trabajo.

### 4.3. Resultados

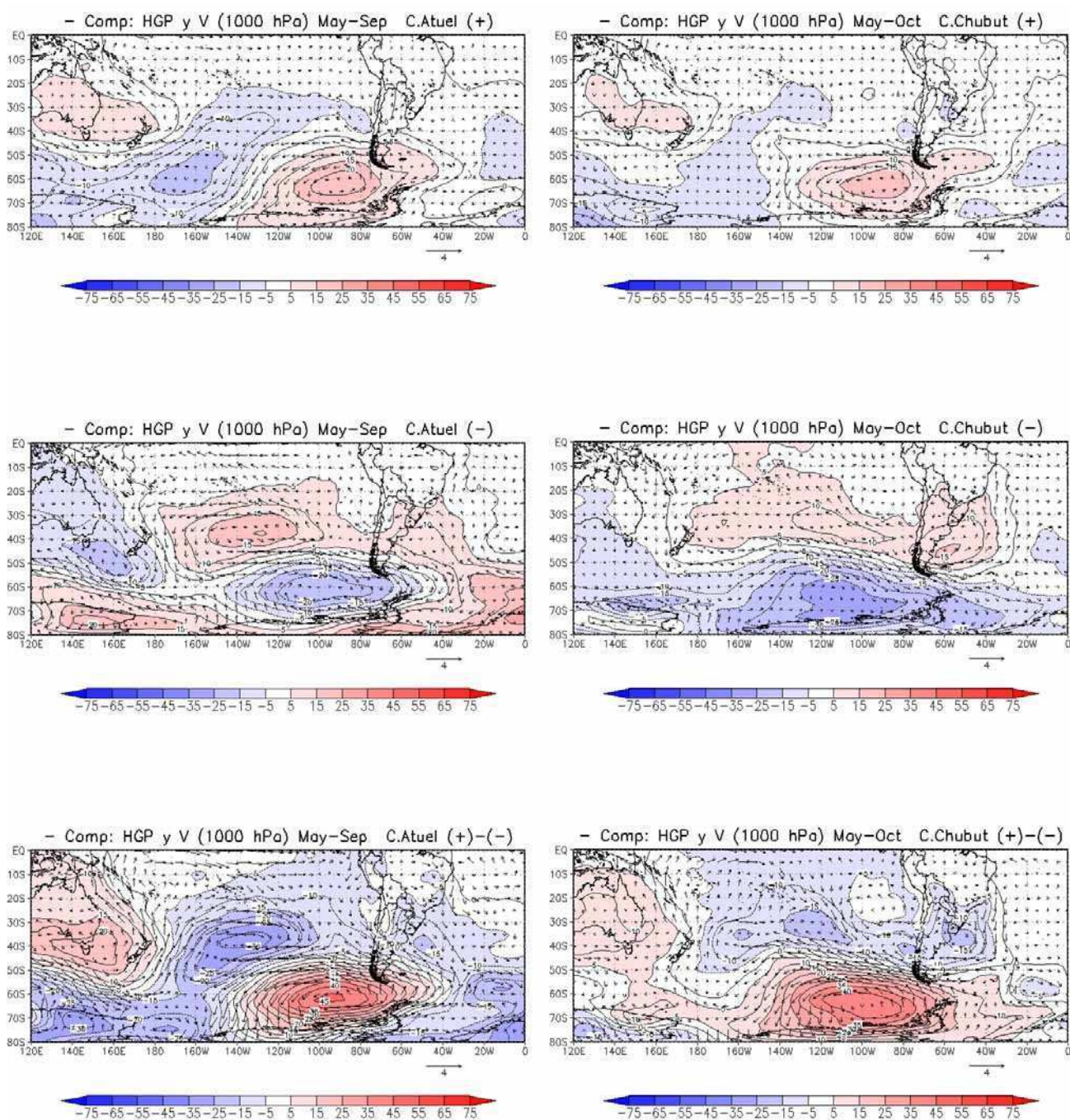
#### 4.3.1. Altura geopotencial y viento

La **Figura 13** muestra las composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de altura geopotencial y viento en 1000, 850, 500 y 300 hPa para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut

(derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

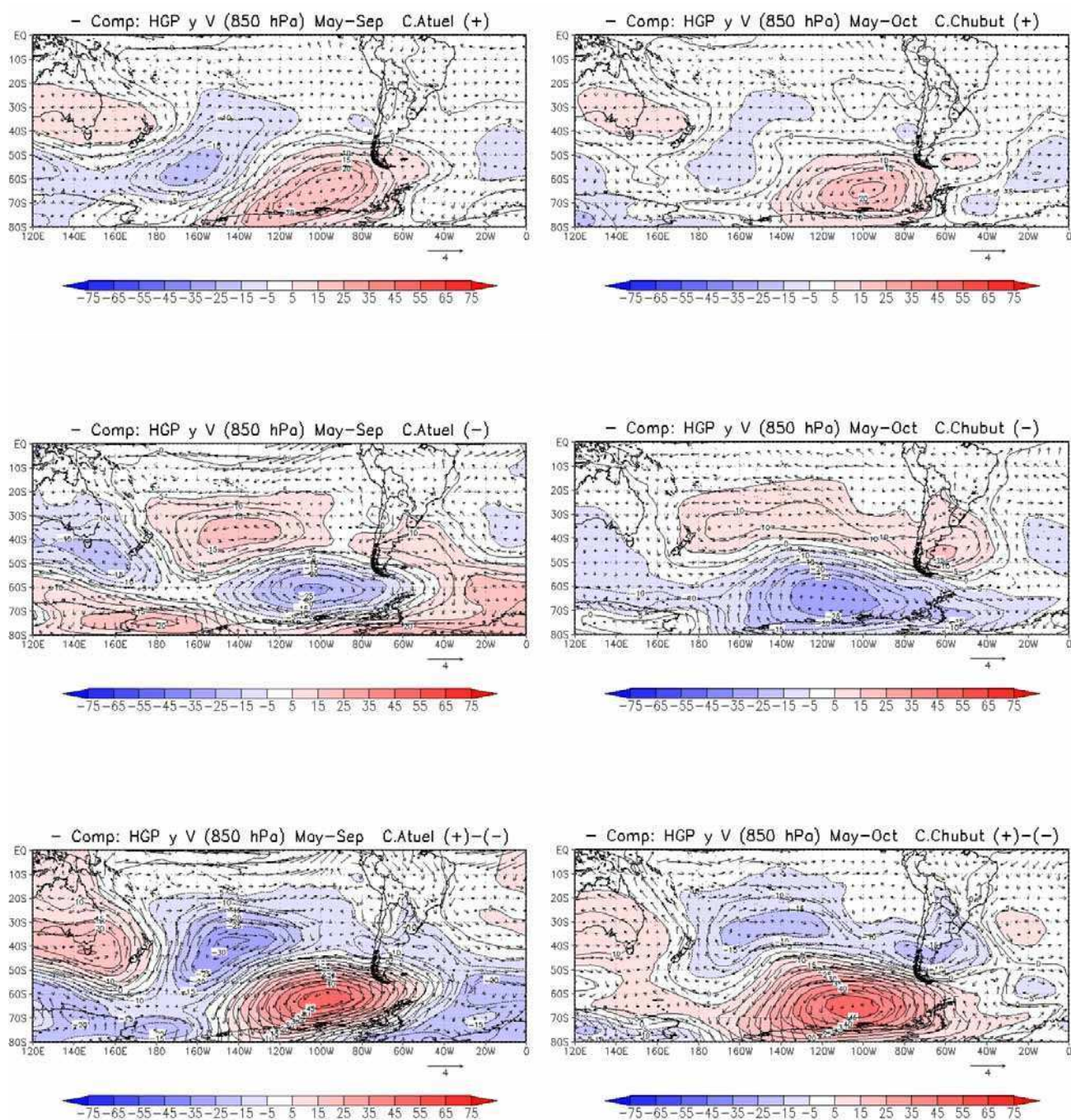
En niveles bajos, para los casos de exceso de caudal en ambos ríos, se observa un centro de anomalías positivas de HGP al Oeste del Pasaje de Drake, con valores algo mayores en el caso de Atuel, el cual induce una circulación anómala que representa una marcada reducción o inversión de los Oestes en torno a los 50°S sobre el Pacífico Sur oriental. Adicionalmente, como producto de estas anomalías, una circulación anómala proveniente de la Antártica alcanza el extremo Sur del continente, advectando aire polar sobre el mismo y afectando casi la totalidad de la Patagonia en el caso de Atuel y sólo el extremo Sur de Tierra del Fuego en el caso de Chubut. Sobre el Pacífico Sur, al Norte del mar de Ross (~60°S–160°O), se nota un núcleo de anomalías negativas, más intensas en el caso de Atuel, que extiende un eje en dirección hacia el NE, cubriendo el Pacífico por latitudes medias y alcanzando el continente con la presencia de un centro negativo frente a las costas de Chile, en ~35°S para el caso de Atuel y ~42°S para el caso de Chubut (i.e. afectando las nacientes de cada uno de estos ríos). Sobre los océanos, los centros mencionados, en unión a otros dos núcleos de anomalías de signos opuestos ubicados, uno sobre el mar de Tasmania (de anomalías positivas) y otro sobre el Atlántico Sur (de anomalías negativas), indican la presencia un tren de ondas que se extiende desde Australia, pasando por el Pasaje de Drake, hasta el Atlántico. Este tren de ondas fue también observado claramente en los campos de correlaciones en niveles altos descritos en la sección anterior para Atuel (ver Figura 10), aunque para el río Chubut, no se apreciaba en el caso de las correlaciones y en las anomalías de la Figura 13 aparece menos marcado que para Atuel. Por otra parte, para ambos ríos se insinúa la presencia de una circulación anticiclónica anómala a sotavento de al cordillera, y una circulación ciclónica anómala sobre el litoral y sus adyacencias, acompañada de un centro de anomalías negativas en superficie. Estos patrones también estarían asociados a las correlaciones mostradas en la sección 3.

En niveles altos, también para los casos de exceso de caudal, se mantienen presentes las anomalías positivas de HGP al Oeste del Pasaje de Drake, aunque con su



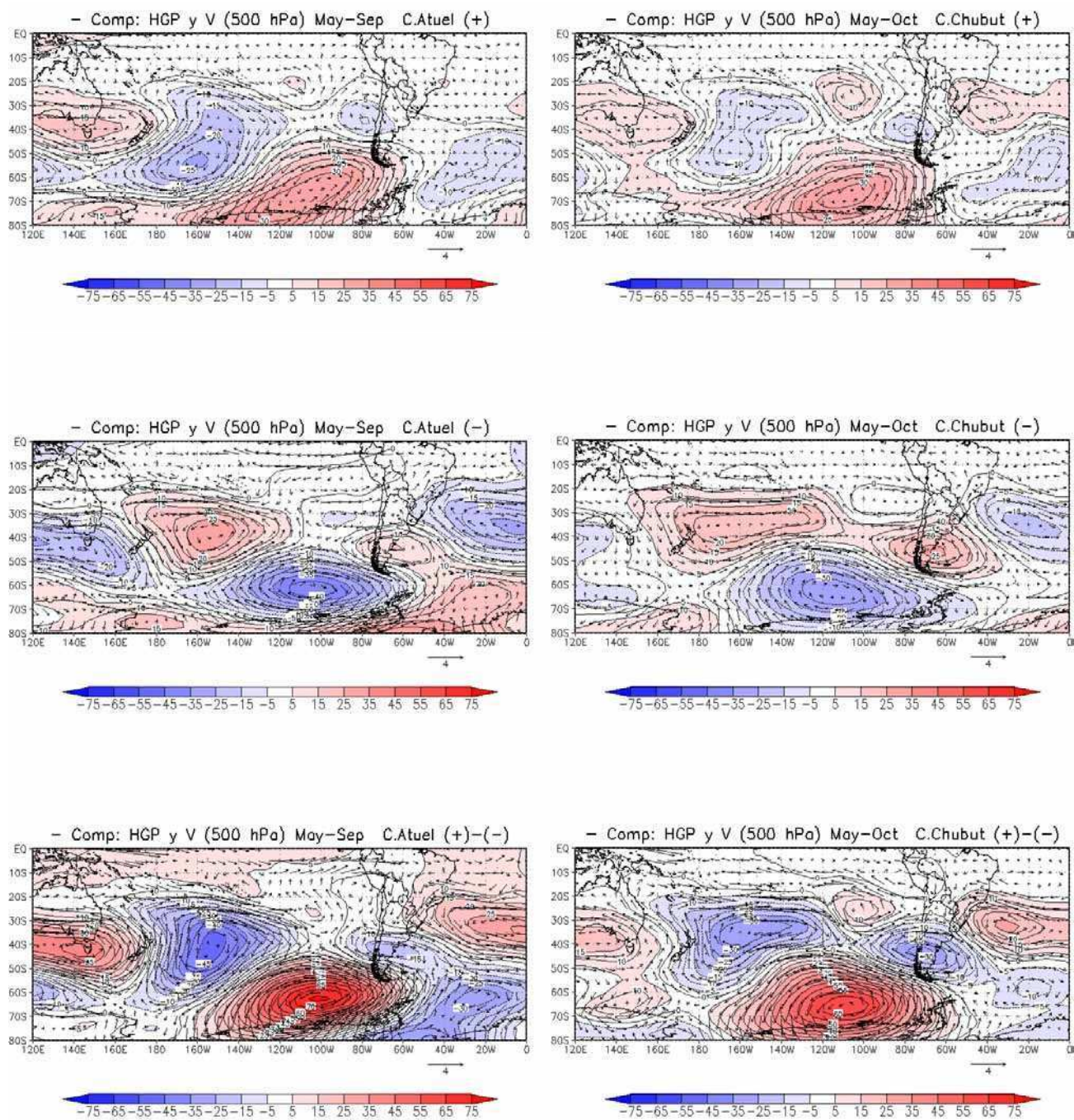
**Figura 13:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de altura geopotencial y viento en 1000 hPa (en m y  $m s^{-1}$  respectivamente), para años de exceso (arriba) y de déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.





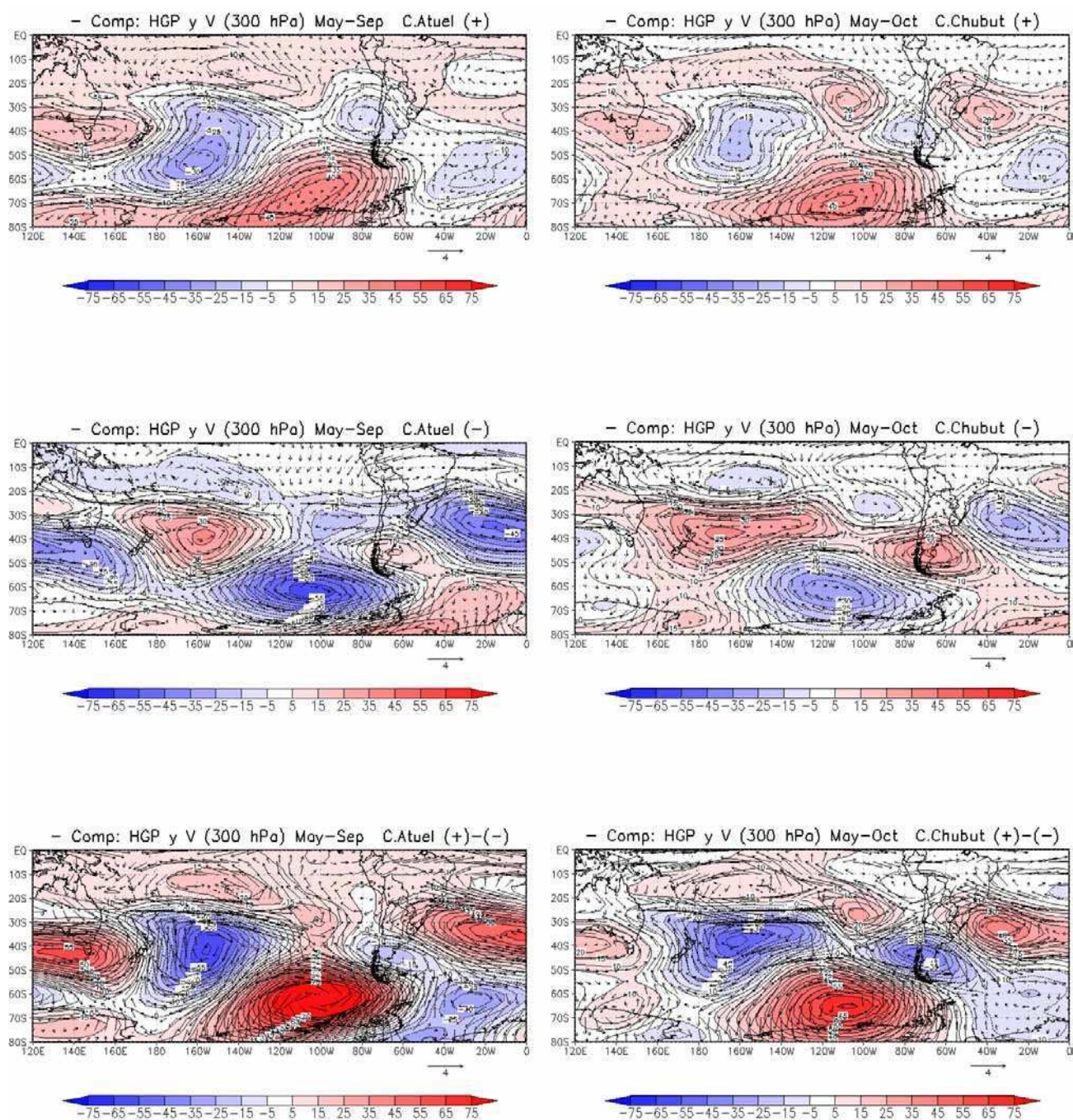
**Figura 13:** (continuación) Nivel de 850 hPa.





**Figura 13:** (continuación) Nivel de 500 hPa.





**Figura 13:** (continuación) Nivel de 300 hPa.



centro algo desplazado hacia el Oeste, lo cual evidenciaría una estructura baroclínica asociada a la posible presencia de altas dinámicas recorriendo frecuentemente la región. Adicionalmente, el tren de ondas que se extiende desde Australia hasta el Atlántico descrito para niveles bajos, se manifiesta también en altura como una sucesión de núcleos de anomalías de distinto signo ubicadas casi en las mismas posiciones que sus correspondientes en niveles bajos. Sin embargo, en las adyacencias de la zona continental sobre latitudes subtropicales, pueden observarse algunas diferencias respecto de los patrones exhibidos en niveles bajos. Frente a las costas de Chile, para ambos ríos, se manifiestan centros de anomalías negativas de HGP con circulación ciclónica anómala asociada, ubicados sobre  $\sim 36^{\circ}\text{S}$  para Atuel y  $\sim 41^{\circ}\text{S}$  para Chubut. Estos núcleos evidencian la presencia vaguadas anómalas cuyas zonas de máximo ascenso se ubicarían sobre las cuencas de los ríos respectivos y el interior del continente. Adicionalmente, ambos centros se encuentran flanqueados por sendos núcleos de anomalías positivas ubicados, uno sobre el Pacífico subtropical y otro frente a las costas de Brasil, más notoriamente en el caso de Chubut, y que podrían estar asociados al corrimiento anómalo hacia latitudes bajas de los anticiclones semipermanentes del Pacífico y el Atlántico respectivamente. El conjunto de estos tres centros evidencia la presencia de un tren de ondas, de menor longitud que su par de latitudes altas, que atraviesa el continente por latitudes subtropicales. La presencia de este segundo tren de ondas resulta mucho más evidente en el caso de Chubut que en el caso de Atuel, hecho observado ya al analizar los campos de correlación descritos en la sección anterior. En el nivel de 300 hPa para el río Atuel, esta circulación anómala es inapreciable, pero se manifiesta con gran notoriedad en el caso de Chubut. Cabe destacar, en éste último caso, que la presencia en altura de una circulación anómala como la descrita daría como resultado una fuerte advección de vorticidad negativa sobre las adyacencias del Río de la Plata que, junto a las anomalías negativas de geopotencial observadas en superficie, representarían una marcada corriente ascendente sobre esta la región, posiblemente asociada a la presencia de una onda frontal.

Por otra parte, en los casos de déficit de caudal, se observan patrones de anomalías en general inversas a las descritas en los casos de superávit. Para niveles

bajos, las anomalías positivas de geopotencial que se observaban para los años de exceso de caudal al Oeste del Pasaje de Drake, son reemplazadas por anomalías negativas en el caso de déficit, resultando en una fuerte intensificación anómala de los Oestes sobre el Pacífico en torno a los 50°S. Además, en el caso particular del Atuel, junto a esta anomalía negativa, se observa una dupla de centros positivos (uno sobre el mar de Ross y otro al oriente del mar de Weddell –sobre la Costa Princesa Martha–), que no se observa en el caso del río Chubut. Adicionalmente, estas anomalías positivas, en unión con otros dos centros ubicados, uno sobre el Pacífico Sur en ~40°S–140°O y otro frente a la costa atlántica argentina, forman dos ejes de cuña que flanquean las márgenes oriental y occidental de la depresión anómala descrita primeramente. Esta terna de centros de anomalías de distinto signo (positivo-negativo-positivo), junto a otros dos núcleos negativos ubicados, uno sobre el mar de Tasmania y otro sobre el Atlántico subtropical, forman una secuencia de tres vaguadas y dos cuñas que representan un tren de ondas similar al descrito para el caso de exceso de caudal pero de fase contraria. En niveles altos, este patrón se mantiene patente para el río Atuel y se observa en forma menos notoria también para el río Chubut, aunque para éste último, en niveles bajos, esta configuración no se advierte. Por el contrario, en el caso de Chubut(–) en niveles bajos, la anomalía negativa sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen se extiende más en sentido zonal y las anomalías positivas se restringen únicamente a la región del Pacífico subtropical y la costa atlántica de Argentina. Sobre el continente, las anomalías positivas se extienden sobre la porción meridional de la Patagonia en el caso de Atuel(–) y cubriendo casi la totalidad del área septentrional del continente en el caso de Chubut(–). Adicionalmente, para Atuel(–), se advierte una circulación ciclónica anómala relativa sobre la cordillera, más notoria que en el caso de Chubut(–). En rasgos generales, estas circulaciones anómalas representan situaciones opuestas a las observadas para los casos de excesos de caudal. En altura, las anomalías positivas de geopotencial sobre el continente son mucho mayores para Chubut que para Atuel y aparecen flanqueadas por sendos centros de anomalías negativas, y circulaciones ciclónicas anómalas asociadas, ubicados sobre los océanos Pacífico y Atlántico subtropicales frente a las costas sudamericanas, que

representarían un tren de ondas similar al descrito para los casos de exceso de caudal, pero de fase contraria.

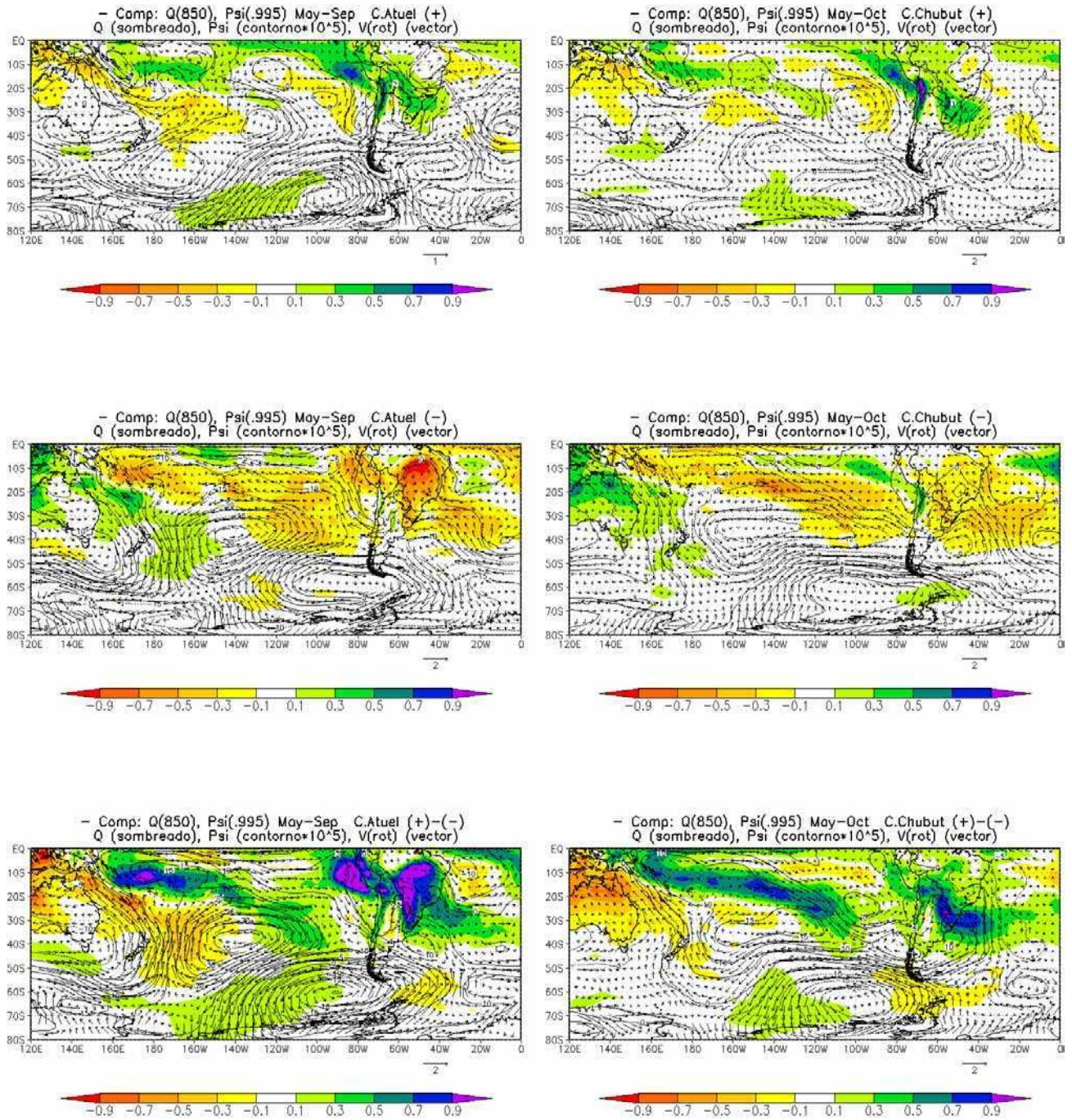
Por último, los campos de diferencias entre las composiciones para casos de exceso de caudal menos las composiciones para casos de déficit (i.e. Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-), mostrados en los paneles inferiores) para cada nivel, muestran las regiones en las cuales las anomalías correspondientes a ambos casos, exhiben las mayores diferencias para cada río. Una simple inspección de estos campos permite advertir que representan patrones muy similares a aquellos de los cuales provienen, realzando las señales mostradas en éstos y anteriormente descritas, con igual signo en el caso de exceso y signo contrario en el caso de déficit. Adicionalmente, estas configuraciones coinciden casi perfectamente con los campos de regresión (no mostrados) entre los caudales y las variables meteorológicas, característica que se observa también para todas las variables analizadas.

#### **4.3.2. Función corriente, componente no divergente y humedad específica**

El análisis de los campos compuestos correspondientes a la función corriente y al potencial de velocidad, permite identificar otras características de la circulación, y mostrar con mayor claridad varios aspectos relacionados con los patrones anteriormente hallados mediante el estudio del geopotencial y el vector viento.

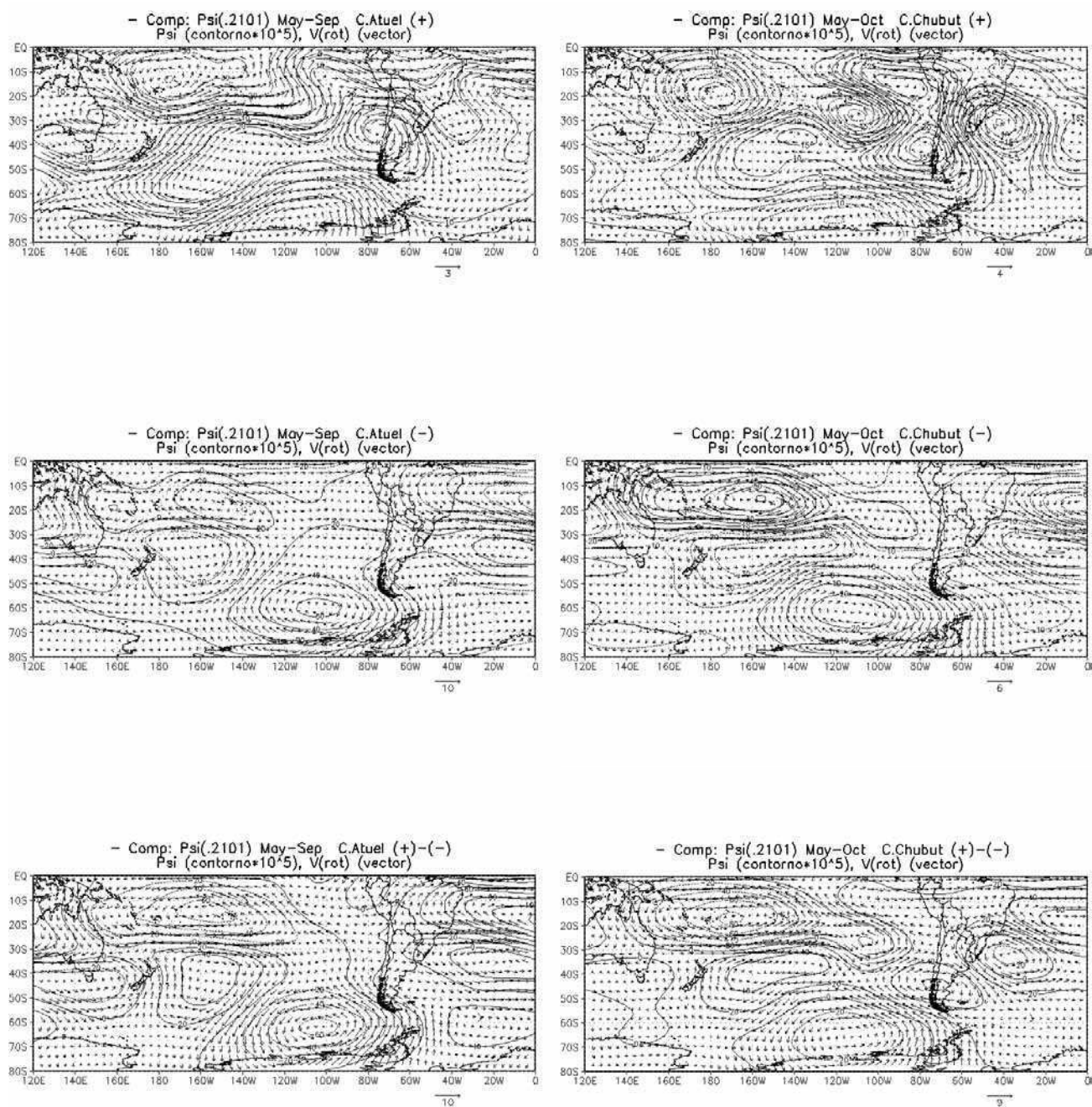
La **Figura 14** muestra las composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de función corriente y componente rotacional del viento en los niveles sigma de 0.995 y 0.2101, y de humedad específica en 850 hPa; para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

En los casos de exceso de caudal para ambos ríos, se observa una circulación anticiclónica anómala al Oeste del Pasaje de Drake, relacionada con la anomalía positiva de geopotencial mostrada sobre esta región en la Figura 13, que produce una



**Figura 14:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de función corriente (contornos, en  $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) y componente rotacional del viento (vectores, en  $\text{m s}^{-1}$ ) en el nivel  $\sigma=0.995$ , y de humedad específica (sombreado, en  $\text{g kg}^{-1}$ ) en 850 hPa; para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.





**Figura 14:** (continuación) Nivel  $\sigma=0.2101$ .

circulación anómala desde el Sur sobre la península antártica y la reducción o inversión del flujo de los Oestes sobre el Pacífico Sur oriental. Esta circulación se advierte también en los campos de altura, aunque con su centro claramente desplazado hacia el Oeste, lo cual confirmaría la probable presencia de sistemas dinámicos de alta presión transitando frecuentemente la región. En latitudes medias, al Norte del mar de Ross, el océano Pacífico se encuentra dominado por una circulación ciclónica anómala, que se extiende en dirección NE alcanzando también latitudes subtropicales de la porción central del océano. Estas circulaciones se notan aún en los campos de altura, conectadas además a otro centro de circulación ciclónica (más intenso en el caso de Chubut), ubicado frente a las costas de Chile, en  $\sim 35^{\circ}\text{S}$  para el Atuel y  $\sim 43^{\circ}\text{S}$  para el Chubut (i.e. junto a las cuencas de cada uno de estos ríos). En superficie estas circulaciones inducen una corriente anómala del Norte sobre el flanco occidental de la cordillera que advestaría humedad hacia el área donde se encuentran las nacientes de los ríos estudiados, mientras que en su parte occidental, unidos a la presencia de sendos centros anticiclónicos (particularmente intenso en altura para el caso de Chubut) ubicados sobre  $\sim 25^{\circ}\text{S}$ – $100^{\circ}\text{O}$ , dan lugar a una corriente anómala del Sur que produciría el secamiento anómalo de una considerable área del Pacífico tropical. Adicionalmente, en el caso particular del Atuel, este núcleo de circulación ciclónica se interrumpe en la cordillera dando lugar a un nuevo centro sobre la región del litoral argentino y sus adyacencias, mientras que en el caso del Chubut, extiende un eje de circulación ciclónica desde las costas de la isla Chiloé, cruzando el continente en dirección NE hasta la costa Sur de Brasil. Las corrientes anómalas inducidas por estos centros, arrastran humedad desde el interior de la selva brasileña hacia el Sur. Por otra parte, para ambos ríos, sobre la región ecuatorial del Pacífico (entre alrededor de  $0^{\circ}$  a  $20^{\circ}\text{S}$  y  $150^{\circ}\text{E}$  a  $160^{\circ}\text{O}$ ), se observa la presencia de circulaciones ciclónicas anómalas en superficie que son reemplazadas por anticiclónicas en altura. Tal como se mencionara al analizar los campos de correlación de la Figura 10, estas circulaciones evidenciarían la presencia de sistemas térmicos o monzónicos de baja presión para los casos de exceso de caudal. Por su parte, el tren de ondas que atraviesa los océanos desde el mar de Tasmania hacia el Atlántico pasando por el Pasaje de Drake, descrito en la Figura 13, se pone también de manifiesto en las anomalías de función corriente

para el río Atuel, aunque no resulta tan evidente en el caso de Chubut. Adicionalmente, sobre el Atlántico Sur, frente a las costas de Argentina, se nota la presencia de una fuerte anomalía anticiclónica que no se advertía en las composiciones de geopotencial. Estas circulaciones anticiclónicas, junto a las mencionadas sobre el Pacífico tropical, podrían estar indicando el desplazamiento anómalo de los anticiclones semipermanentes del Atlántico, en dirección a altas latitudes; y del Pacífico, en dirección a bajas latitudes. Por otra parte, en altura, se observa la presencia de un tren de ondas cortas en torno a los  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ , especialmente claro para el Chubut e insinuado para el Atuel, producto la sucesión alternada de una serie de centros ciclónicos y anticiclónicos que dominan la región.

En los casos de déficit de caudal, los patrones son en general más similares para ambos ríos y con características de circulación inversas a las descritas para los casos de exceso. Al Oeste del Pasaje de Drake, se observa una circulación ciclónica anómala, relacionada con la anomalía negativa de geopotencial mostrada sobre esta región en la Figura 13, que representa la intensificación del flujo de los Oestes sobre el Pacífico Sur oriental y parte del Atlántico. Esta circulación se advierte también en los campos de altura, aunque con su centro algo desplazado hacia el Oeste, lo cual indicaría la probable presencia de sistemas dinámicos de baja presión transitando frecuentemente la región. El océano Pacífico sobre latitudes medias, se encuentra dominado en ambos niveles por un centro de circulación anticiclónica anómala, que en superficie extiende un eje de cuña hacia el mar de Ross, con la presencia de otra anomalía anticiclónica en esta posición. Hacia el Este, la anomalía anticiclónica sobre el Pacífico cruza el continente dando lugar a otro centro análogo que, en el caso de Chubut, se ubica frente a la costa argentina y en el caso de Atuel se extiende como un eje de cuña hacia el SE. Este conjunto representaría la intensificación anómala, tanto del flujo de los Oestes como de los anticiclones semipermanentes del Pacífico y del Atlántico. Consecuentemente, sobre la región continental, los patrones observados de circulación anómala resultan inversos a los obtenidos para los casos de exceso de caudal, descritos anteriormente. Además, más claramente en el caso particular del Atuel, los centros mencionados, junto con otro de circulación ciclónica observado sobre el mar de Tasmania, describen un tren de ondas que atraviesa el Pacífico en dirección

al Atlántico pasando por el Pasaje de Drake, con fase opuesta a su análogo descrito anteriormente para excesos de caudal. En altura, para el río Chubut, puede observarse con mucha claridad una secuencia alternada de centros de circulaciones anómalas ciclónicas (en  $\sim 15^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ ;  $60^{\circ}\text{S}$ – $110^{\circ}\text{O}$  y  $35^{\circ}\text{S}$ – $20^{\circ}\text{O}$ ) y anticiclónicas (en  $\sim 40^{\circ}\text{S}$ – $150^{\circ}\text{O}$ ;  $60^{\circ}\text{S}$ – $30^{\circ}\text{O}$  y  $15^{\circ}\text{S}$ – $0^{\circ}$ ), que da lugar a un patrón de onda estacionaria, extendiéndose desde el Pacífico tropical en dirección a los mares de Amundsen-Bellingshausen y luego retornando a través del Atlántico hacia latitudes tropicales. Este patrón de onda también aparece en el caso de Atuel, aunque con menor claridad.

Por último, los campos de diferencias (paneles inferiores), muestran con claridad las regiones sobre las que se observan mayores diferencias entre los patrones observados para los casos de exceso y déficit de caudal. En niveles bajos, para ambos ríos, se destacan las anomalías presentes al Oeste del Pasaje de Drake, en el Pacífico central sobre latitudes medias y, en particular para el Atuel, sobre el mar de Tasmania; debido de la inversión de signos que muestran las anomalías correspondientes a los casos de superávit y déficit de caudal sobre estas regiones. Sobre la zona continental, se destaca la presencia de circulaciones ciclónicas junto a la costa atlántica argentina en las cercanías del Río de la Plata, producto de las circulaciones ciclónicas observadas sobre las adyacencias del litoral para los casos de exceso y las circulaciones anticiclónicas sobre el Mar Argentino en los casos de déficit de caudal. Junto a las costas de Chile, en latitudes medias, se observan circulaciones ciclónicas que responden a las exhibidas en los casos de superávit e inversas a las correspondientes a los casos de déficit de caudal. Por otra parte, en altura, los patrones presentados en los campos de diferencias muestran las características generales observadas en los campos de déficit y exceso de caudal. En particular para el Chubut, se destacan con claridad las ondas estacionarias analizadas en los casos de exceso y déficit (i.e. la onda corta observada sobre alrededor de  $35^{\circ}\text{S}$  para el caso de exceso y la onda más larga que nace en el Pacífico ecuatorial y se recurva sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen para luego atravesar el Atlántico en dirección a latitudes bajas). En conclusión, los campos de diferencias representan modelos que sintetizan los patrones generales correspondientes a los casos de superávit y déficit de caudal, con

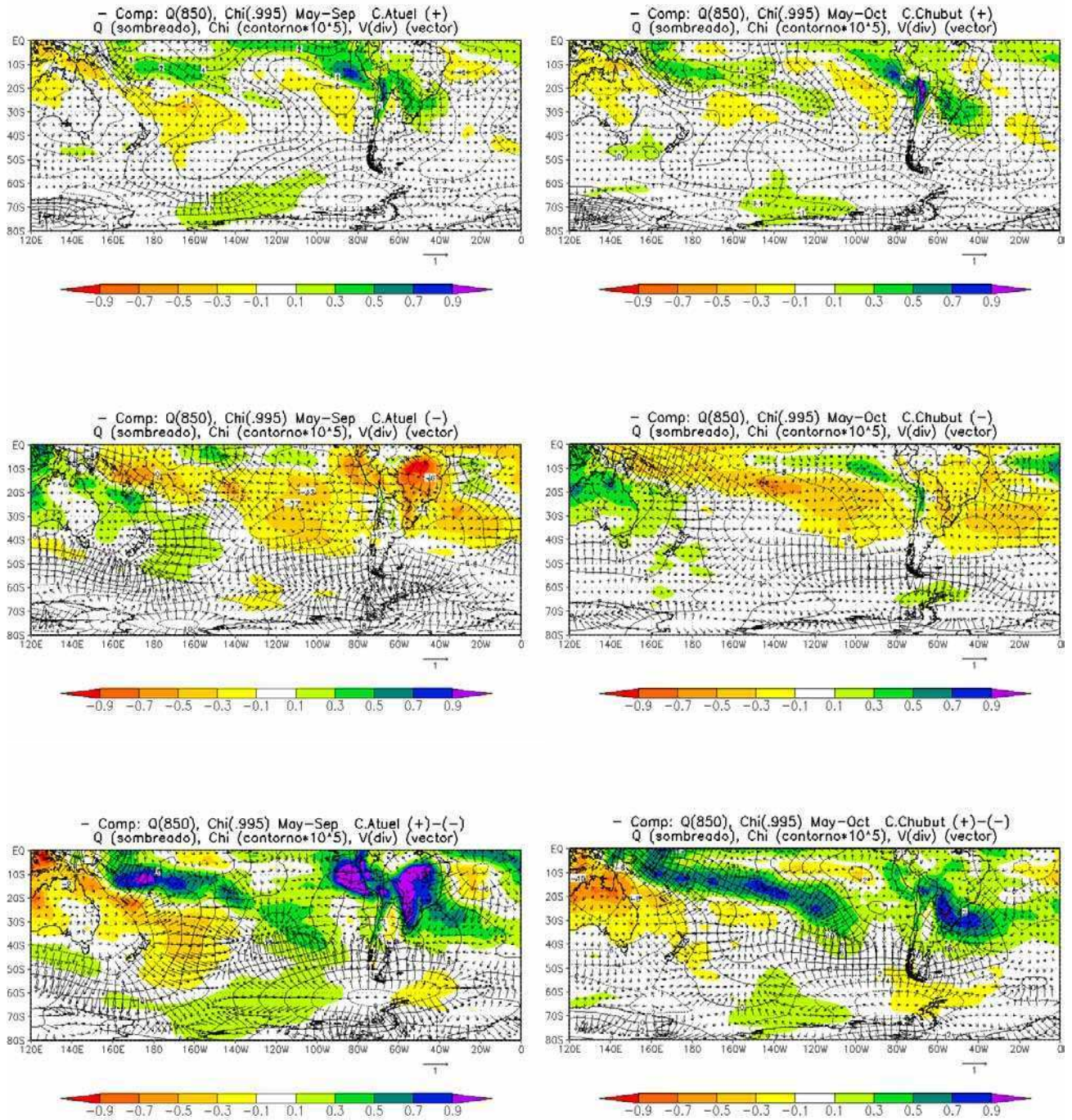


una señal amplificada y signos correspondientes a los del primer caso y contrarios a los del segundo.

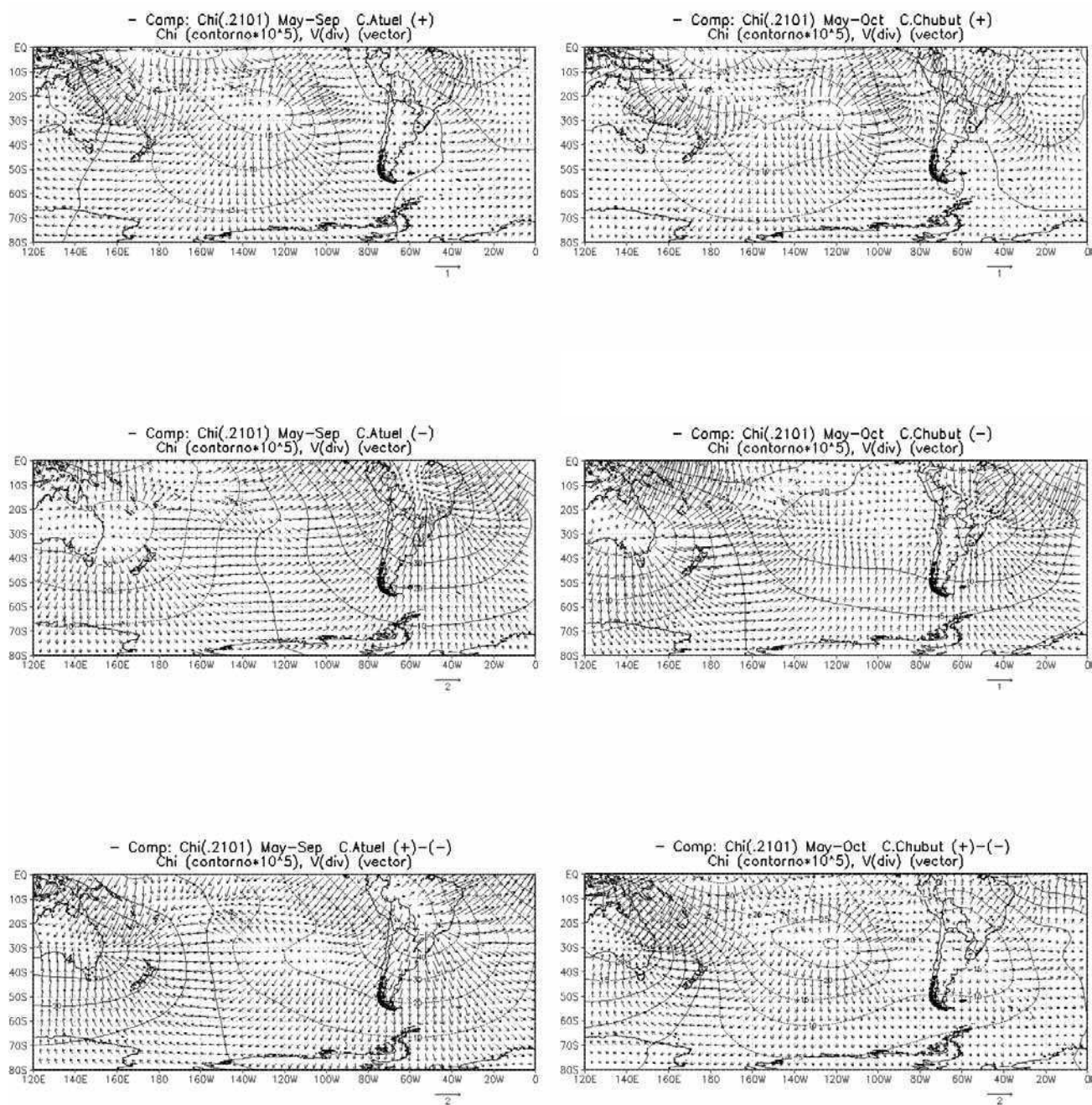
#### 4.3.3. Potencial de velocidad, componente irrotacional y humedad específica

La **Figura 15** es análoga a la anterior pero para las anomalías de potencial de velocidad. En este caso los vectores representan el campo anómalo resultante de la componente irrotacional del viento.

Para los casos de exceso de caudal, se observa un centro de divergencia al Oeste del Pasaje de Drake, asociado a las anomalías positivas de altura geopotencial y a la circulación anticiclónica descritas para esta región en el caso de ambos ríos. Sobre el continente se percibe una convergencia que, en el caso del Atuel, se divide en dos núcleos ubicados, uno sobre el litoral argentino y otro junto a las costas de Chile subtropical, y en el caso de Chubut, se extiende desde el litoral argentino hacia el SO atravesando la cordillera por sobre las nacientes de este río. Estos centros estarían relacionados con las ya discutidas anomalías negativas de geopotencial y las circulaciones ciclónicas anómalas detectadas sobre estas regiones. Por otra parte, sobre el Pacífico se nota la presencia de una línea de convergencia en superficie y divergencia en altura que se extiende desde el Ecuador (con centro en  $\sim 0^\circ$ – $160^\circ$ O) en dirección hacia el SE ( $\sim 30^\circ$ S– $120^\circ$ O). Esta configuración estaría asociada a los centros anómalos de circulación ciclónica en superficie y anticiclónica en altura que evidenciarían la presencia de sistemas térmicos o monzónicos de baja presión sobre la región con el consecuente ascenso de aire, junto con el corrimiento hacia el Este de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) —normalmente ubicada sobre la transecta que une el Norte de Australia, el mar de Tasmania y el Este de Nueva Zelanda—. Adicionalmente, en el Atlántico tropical, junto a las costas brasileñas, se advierte la presencia de centros de divergencia en superficie con convergencia en altura (más claramente en el caso de Atuel), que revelarían la presencia de focos de subsidencia anómala sobre la región. Cabe destacar que en esta zona, los campos de la Figura 14 también exhiben, aunque no tan evidentemente, centros de circulación anómala anticiclónica en superficie y ciclónica en altura, que junto a las características



**Figura 15:** Como en la Fig. 14, pero para el potencial de velocidad (contornos, en  $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). Los vectores representan el campo anómalo resultante de la componente irrotacional del viento (en  $\text{m s}^{-1}$ ).

Figura 15: (continuación) Nivel  $\sigma=0.2101$ .

observadas en la Figura 14, delatarían la presencia de altas térmicas anómalas sobre esta zona. Por otra parte, también en el Pacífico tropical ( $\sim 25^{\circ}\text{S}$ – $90^{\circ}\text{O}$ ) y el Atlántico Sur ( $\sim 50^{\circ}\text{S}$ – $30^{\circ}\text{O}$ ), se observa la presencia de núcleos anómalos de divergencia en superficie, asociados a los centros de circulación anticiclónica anómala descritos anteriormente en las zonas. Además, se advierte la presencia de otros centros de convergencia anómala en superficie, sobre el Pacífico en latitudes medias ( $\sim 50^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ ) y sobre el Mar de Weddell, también relacionados con anomalías negativas de geopotencial y circulaciones anómalas ciclónicas anteriormente descritas.

En los casos de déficit de caudal, para ambos ríos, se aprecia una zona de convergencia sobre el Pasaje de Drake que responde a las anomalías negativas de altura geopotencial y la circulación ciclónica anómala discutidas en las Figuras 13 y 14 respectivamente. Este patrón es inverso al correspondiente a los casos de exceso de caudal al Oeste del Pasaje de Drake, aunque la convergencia sobre el Mar de Weddell observada para estos eventos se mantiene aún para los casos de déficit. Por el contrario, el océano Pacífico sobre latitudes medias y bajas se encuentra dominado por una divergencia anómala, relacionada con la circulación anticiclónica y las anomalías positivas de geopotencial ya discutidas para este caso. Adicionalmente, otro centro de convergencias en superficie y divergencias en altura, se puede ver con claridad para ambos ríos, abarcando la región de Australia, el mar de Tasmania y Nueva Zelanda. Esta configuración, asociada a la circulación ciclónica de superficie ya observada sobre esta región, delataría la presencia de un sistema térmico o monzónico anómalo de baja presión, con movimientos de ascenso de aire sobre esta zona del Pacífico y una exacerbación de la ZCPS. Por el contrario, sobre el centro de Brasil, se observa claramente un centro convergencia anómala en altura con divergencia en superficie (menos evidente para el caso de Chubut), que revelaría la presencia de subsidencia anómala sobre la región. Adicionalmente, otra zona de divergencia en superficie puede advertirse sobre el Atlántico, frente a las costas de Argentina, Uruguay y Sur de Brasil, asociada a las anomalías positivas de geopotencial y circulación anticiclónica anómala observadas sobre el área. Por último, las anomalías de potencial de velocidad sobre el continente en latitudes medias, delatan la presencia de una zona de



divergencias, con convergencias sólo sobre el NO argentino más claramente visibles en el caso de Atuel, contrariamente a lo observado en los paneles superiores para eventos de superávit de caudal.

También para esta variable, los campos de diferencias muestran características que sintetizan los patrones observados en los paneles superiores y centrales, con una señal más reforzada y de igual signo a la obtenida para los casos de exceso y signo contrario a la observada para los casos de déficit. En general, para ambos ríos, se observan centros de divergencia sobre el mar de Tasmania, el Oeste del Pasaje de Drake y el Atlántico tropical, que responden a centros de distinto signo en los casos de superávit y déficit de caudal en estas regiones. También a raíz de este motivo, se observan centros de convergencia sobre el Pacífico central subtropical y el centro de Brasil para el río Atuel; y una línea de convergencia que se extiende desde el Pacífico ecuatorial en dirección al SE hasta latitudes medias y un núcleo de divergencia frente la costa peruana para el río Chubut. Por otra parte, sobre el continente en latitudes medias se observan centros de convergencia para ambos ríos, más al Sur en el caso del Atuel.

Las Figuras 14 y 15 también muestran los campos compuestos de anomalías de humedad específica en 850 hPa para años de déficit y superávit de caudal en cada río. En general se observa que las regiones sobre las que se encuentran anomalías positivas de humedad, están dominadas por circulaciones anómalas con componente del Norte y/o convergencia de aire; y viceversa para las zonas de anomalías negativas de humedad. En particular para el caso de Atuel(+), se observan regiones con superávit de humedad sobre el Pacífico occidental tropical (en  $\sim 10^{\circ}\text{S}$  y entre  $160^{\circ}\text{E}$  y  $150^{\circ}\text{O}$ ), la cordillera sudamericana y las costas del Sur de Brasil, debido a la acción conjunta de corrientes provenientes de latitudes bajas y la convergencia anómala de aire sobre la región. También la convergencia, por su parte, es responsable del aumento de humedad observado sobre el Pacífico oriental ecuatorial (en  $\sim 0^{\circ}$  y entre  $150^{\circ}\text{O}$  y  $80^{\circ}\text{O}$ ), mientras que la circulación anómala del Norte produce otro foco de anomalías positivas de humedad la Norte de los mares de Ross-Amundsen. Con respecto a las anomalías negativas de humedad, se observan centros sobre el Este de Nueva Zelanda ( $\sim 35^{\circ}\text{S}$ —

160°O) y el Pacífico central subtropical (~25°S–90°O) que responden a la combinación de divergencias con circulaciones anómalas del Sur; mientras que, por su parte, la divergencia produce secamiento frente a las costas de Brasil y una corriente con componente Sur provoca déficit de humedad sobre el Atlántico en latitudes medias (~40°S–10°O). Para el caso de Chubut(+), la acción conjunta de la convergencia y una corriente anómala con componente Norte, produce aumentos de humedad sobre el Pacífico occidental tropical (~10°S–170°E), el Pacífico central subtropical (~30°S–120°O) y la cordillera sudamericana; mientras que por su parte, la convergencia induce anomalías positivas de humedad sobre el Pacífico subtropical (~15°S–150°O) y una corriente con componente Norte, sobre el NE del mar de Ross. Las regiones sobre las que se registra déficit de humedad, se encuentran en el Pacífico (~30°S–160°O) y el Atlántico (~40°S–20°O) centrales subtropical, debido a corrientes anómalas con componente Sur, y en el Pacífico oriental tropical (~25°S–90°O), debido a la combinación de una corriente del Sur con la divergencia anómala de aire. En el caso de déficit de caudal en el río Atuel, la convergencia anómala observada es responsable de aumentos de humedad sobre el Pacífico ecuatorial central (~0°S–150°O) y el Atlántico tropical (~10°S–20°O), mientras que sobre el mar de Tasmania, el oriente de Nueva Zelanda y el NO argentino, se suma además una corriente anómala del Norte que en combinación con la convergencia, produce anomalías positivas de humedad también en estas regiones. Por otra parte, se muestran amplias zonas de déficit de humedad sobre el Pacífico (~25°S–110°O) y el Atlántico (~35°S–30°O) subtropicales, como resultado de la acción conjunta de flujos anómalos divergentes y componentes anómalas de circulación del Sur; mientras que sólo la divergencia es responsable del secamiento en el centro de Brasil (aunque en la costa también aparece flujo del Sur) y sólo una corriente anómala con componente Sur produce el déficit de humedad sobre el Pacífico Sur central (~60°S–130°O) y tropical oriental (~25°S–80°O). Para el caso Chubut(–), los excesos de humedad se observan sobre el Mar de Tasmania y el Pasaje de Drake, como producto de la acción conjunta de la convergencia y el flujo anómalo del Norte; mientras que sobre el Atlántico tropical, el Pacífico tropical oriental y la costa de Perú, se debe únicamente a la convergencia anómala sobre la zona. Por su parte, las

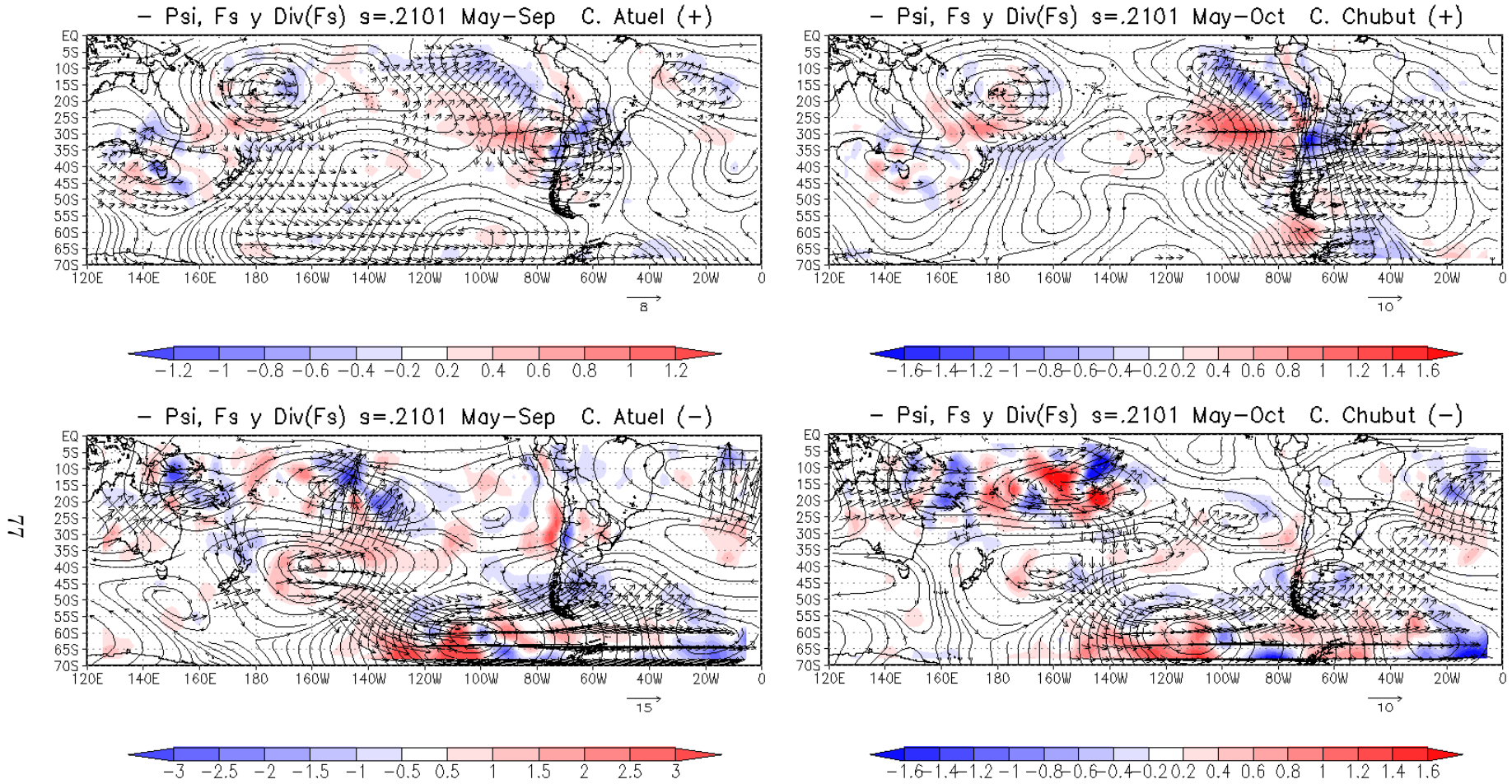
anomalías negativas de humedad observadas sobre amplias regiones del Pacífico central tropical ( $\sim 110^{\circ}\text{S}$ – $25^{\circ}\text{O}$ ) y occidental ecuatorial ( $\sim 5^{\circ}\text{S}$ – $116^{\circ}\text{O}$ ), y el Atlántico central tropical, se muestran como producto de la combinación de flujos divergentes y corrientes anómalas con componente Sur.

Ya que las anomalías de humedad específica responden a los focos de convergencia y divergencia de aire en capas bajas y a las componentes meridionales anómalas, y debido a que estas características de la circulación se muestran en general invertidas para los casos de extremos positivos y negativos de caudal; los campos de diferencias de anomalías de humedad específica de los paneles inferiores sintetizan los patrones observados en los paneles superiores y centrales, con una señal más reforzada y de igual signo a la obtenida para los casos de exceso y signo contrario a la observada para los casos de déficit.

#### 4.3.4. Propagación de ondas estacionarias

La **Figura 16** muestra los flujos de actividad de ondas quasi-estacionarias (vectores) y su divergencia (sombreado), junto a las líneas de anomalías de función corriente (ver Figura 14), correspondientes al nivel  $\sigma=0.2101$ ; para años de exceso de caudal (arriba) y déficit (abajo), en los ríos Atuel (izquierda) y Chubut (derecha).

En los casos de excesos extremos de caudal en ambos ríos, los mayores flujos de actividad de ondas se observan en las adyacencias del continente, alrededor de los  $30^{\circ}\text{S}$ , provenientes del Pacífico central (i.e.  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ – $120^{\circ}\text{O}$ ) y atravesando el continente casi zonalmente en dirección hacia el Este. Este flujo de ondas tiene su fuente allí donde se observan máximos de anomalías de potencial de velocidad que representan convergencias en superficie con divergencias en altura, relacionadas con el corrimiento hacia el Este de la ZCPS, como se observó en el punto anterior (ver Figura 15). En el caso particular del río Chubut, los valores observados son mayores y el flujo se encuentra desviado algo hacia el SE frente a la costa Sur de Chile, abarcando toda la Patagonia y adentrándose en el Océano Atlántico hasta mayores distancias. Por el contrario para el río Atuel, los flujos resultan de menor intensidad y se restringen a



**Figura 16:** Flujos de actividad de ondas de Rossby quasi-estacionarias (vectores, en  $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) y su divergencia (sombreado, en  $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ), junto a las líneas de anomalías de función corriente, correspondientes al nivel  $\sigma = 0.2101$ ; para años de exceso de caudal (arriba) y déficit (abajo), en los ríos Atuel (izquierda) y Chubut (derecha).



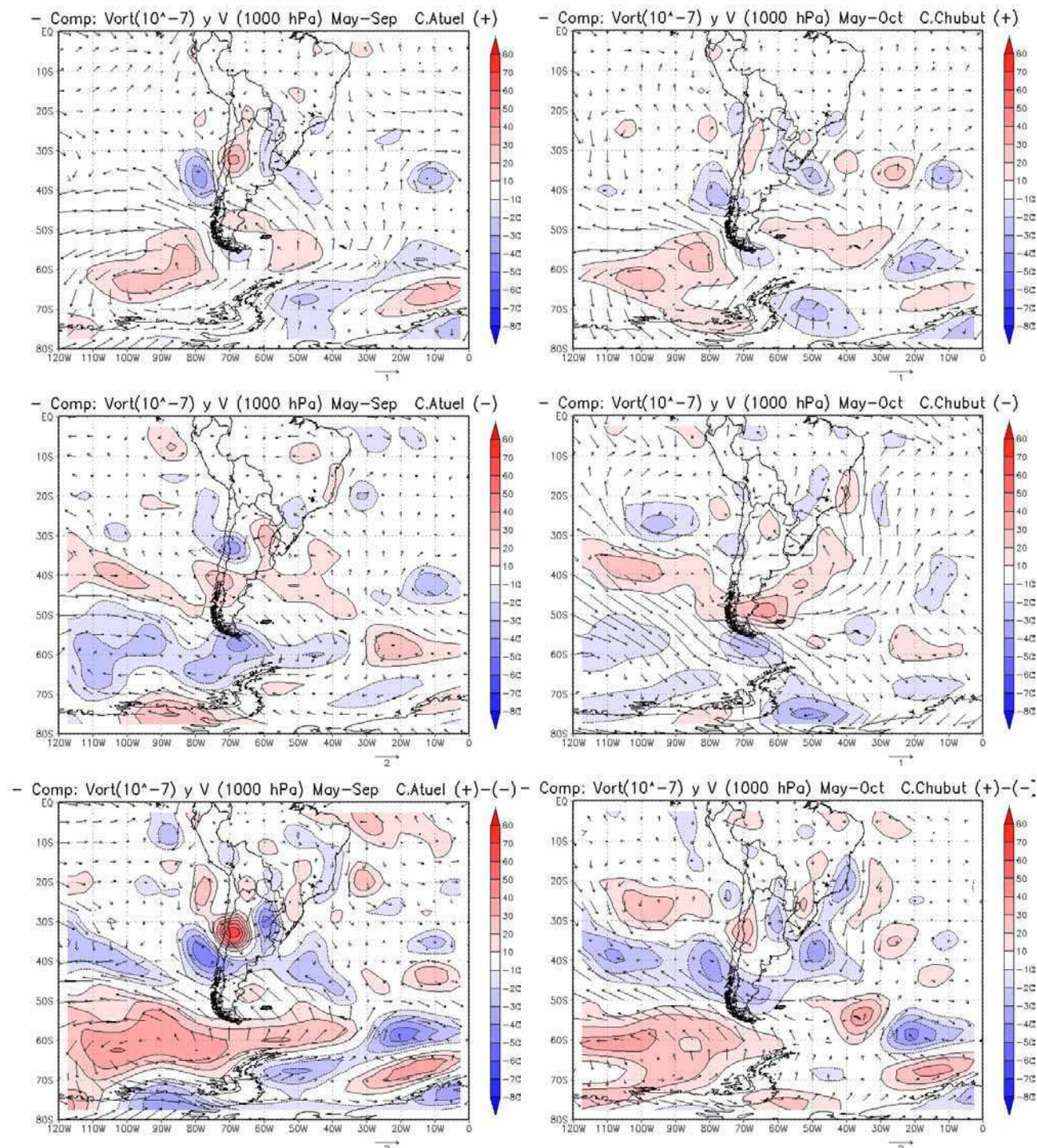
menores latitudes, llegando sólo a la porción Norte de la Patagonia y adentrándose en el Océano Atlántico únicamente hasta unas pocas millas de la costa. En ambos casos, estos flujos, con fuente en el Pacífico sobre  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ – $90^{\circ}\text{O}$ , producen una acumulación de actividad frente a las costas de Perú y sobre la porción central de Argentina, contribuyendo a al mantenimiento de las anomalías de circulación anteriormente descritas sobre estas regiones. Sin embargo, algunas de las convergencias y divergencias observadas sobre la porción continental podrían deberse a efectos de relieve por la presencia de la cordillera. En el caso particular del Atuel, se observa además, un flujo proveniente desde el Norte de Nueva Zelanda que atraviesa el Pacífico en dirección NO–SE hasta el extremo occidental de la Península Antártica, y recorriendo los centros de anomalías circulación ciclónica y anticiclónica anteriormente mencionados —los cuales se muestran en la presente figura mediante líneas de corriente—.

Para los casos de déficit de caudal en ambos ríos, los mayores flujos se observan atravesando el Pacífico en sentido NO–SE, provenientes desde su porción occidental en dirección hacia el Mar de Bellingshausen, sobre el cual se reflejan curvando su dirección hacia el Océano Atlántico. La fuente de estos flujos se encuentra sobre latitudes medias en el caso de Atuel (i.e.  $\sim 40^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ ) y sobre latitudes subtropicales en el caso de Chubut (i.e.  $\sim 15^{\circ}\text{S}$ – $160^{\circ}\text{O}$ ) —i.e. sobre el flanco oriental de la exacerbada ZCPS (ver sección 4.3.3)—. En el caso particular del Atuel, parte del flujo se desvía además hacia latitudes menores produciéndose una acumulación de actividad sobre el Pacífico central subtropical; a la vez que una segunda fuente ubicada sobre el Pacífico central septentrional (i.e.  $\sim 65^{\circ}\text{S}$ – $110^{\circ}\text{O}$ ) contribuye a la convergencia de la actividad sobre el extremo Sur de la Patagonia. Unos centros de divergencia y convergencia pueden observarse también frente a la costa Norte de Chile y sobre el Norte de Cuyo respectivamente, que podrían deberse a efectos de relieve. En el caso del río Chubut, al igual que para Atuel, también se advierte una fuente de flujos sobre el Pacífico central septentrional y una convergencia de la actividad sobre el extremo Sur de la Patagonia, aunque de mucho menor magnitud que en el caso anterior.

#### 4.3.5. Vorticidad

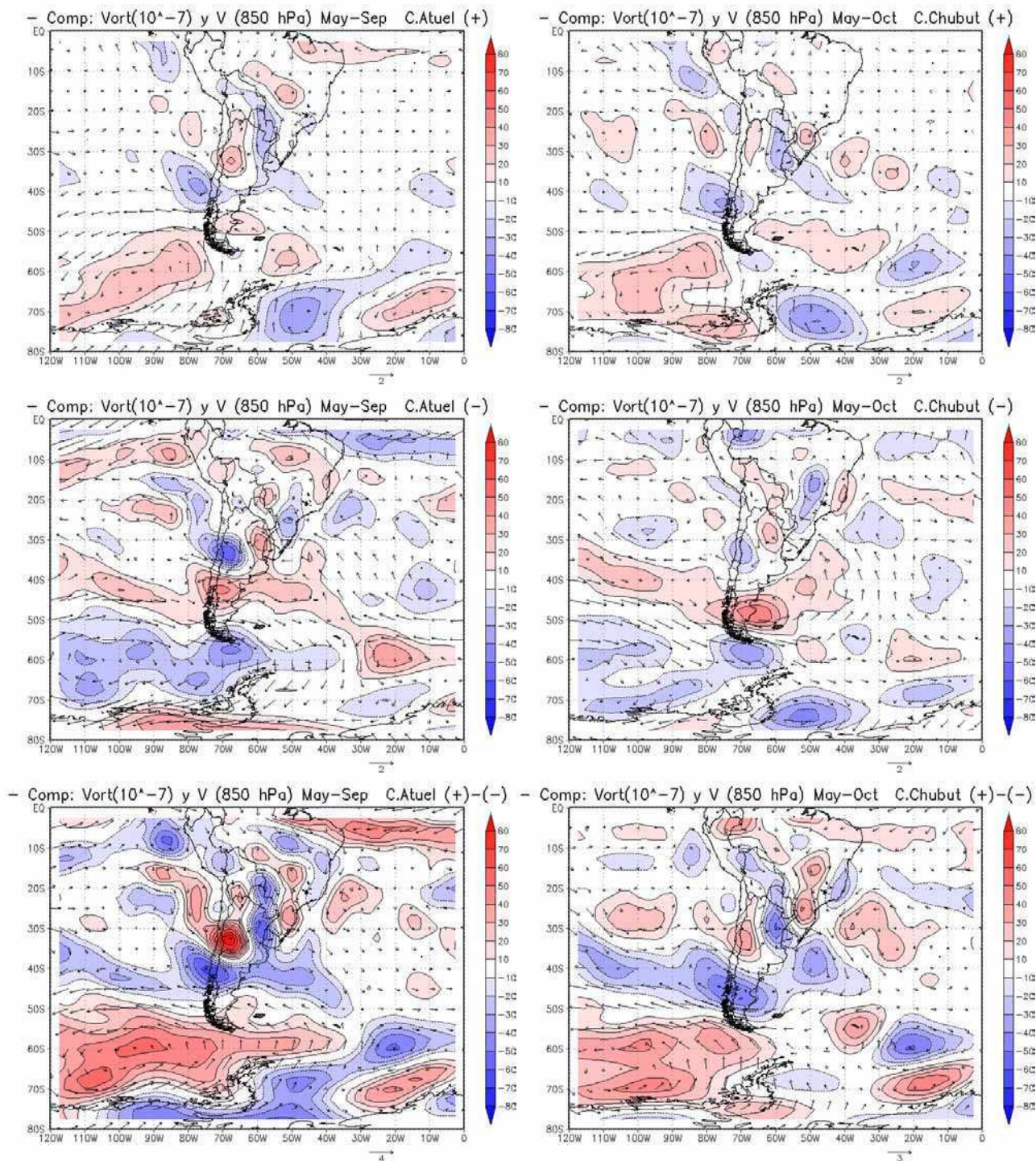
Análogamente a lo hecho anteriormente, la **Figura 17** muestra las composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de vorticidad, calculada en base a las anomalías de viento en 1000, 850, 500 y 300 hPa para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

Para el caso de Atuel(+), se observa una anomalía de vorticidad ciclónica frente a las costas de Chile central que abarca niveles bajos y altos de la atmósfera asociada a la depresión anómala mencionada en la Figura 13 sobre esta zona. En altura, el campo de viento anómalo asociado advecta esta vorticidad sobre la cuenca del Atuel favoreciendo los movimientos de ascenso de aire en la región. En el caso de Chubut(+) se advierte una anomalía similar —más intensa en niveles altos— pero claramente desplazada hacia latitudes superiores. Adicionalmente, en niveles bajos, para ambos ríos, se observa un centro de vorticidad anómala anticiclónica sobre la región de la depresión del Noroeste Argentino (NOA), más intensa en el caso de Atuel. Estas circulaciones determinan la advección de aire húmedo proveniente del Pacífico subtropical en las nacientes de los ríos estudiados, con mayor intensidad sobre la región de Cuyo. Por otra parte, para ambos ríos, abarcando el litoral argentino, Paraguay y Uruguay, se advierte la presencia de una banda de vorticidad ciclónica anómala en niveles bajos, que se adentra en el Atlántico, probablemente asociada a una onda frontal sobre la región. Por encima de esta zona, en niveles altos, se insinúa la presencia de un centro de vorticidad anticiclónica —más claramente para el caso de Atuel— que podría responder al corrimiento al Oeste con la altura de esta onda frontal. Al Oeste del Pasaje de Drake se encuentran centros de vorticidad anticiclónica anómala asociada a las anomalías positivas de geopotencial mencionadas para estos casos (ver Figura 13), las cuales pueden observarse abarcando capas altas y bajas de la atmósfera en esta región. Hacia el Este, sobre el Mar de Weddell se advierten



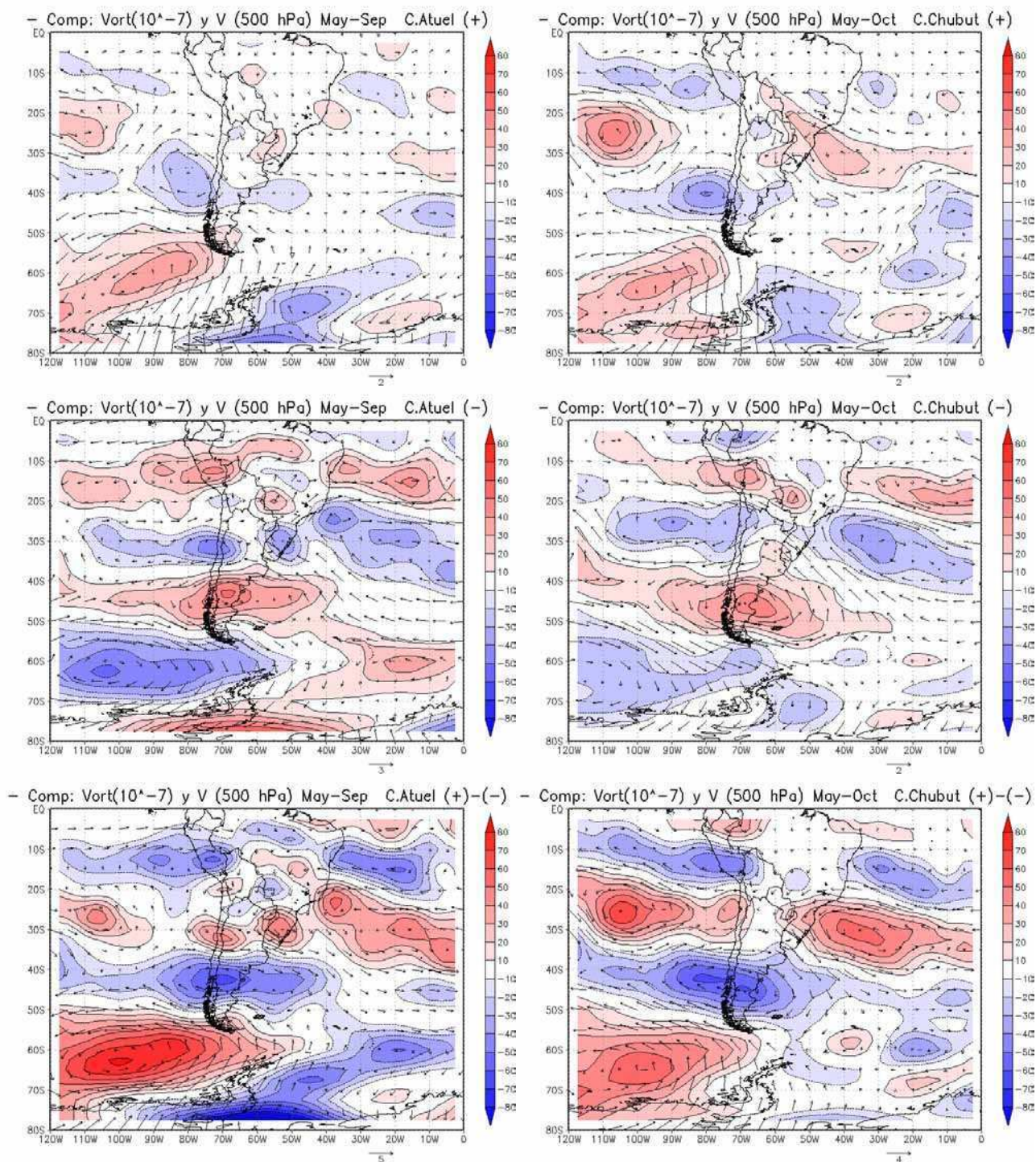
**Figura 17:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de vorticidad (sombreado, en  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ), calculada en base a las anomalías de viento (vectores, en  $\text{m s}^{-1}$ ) en 1000 hPa para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.





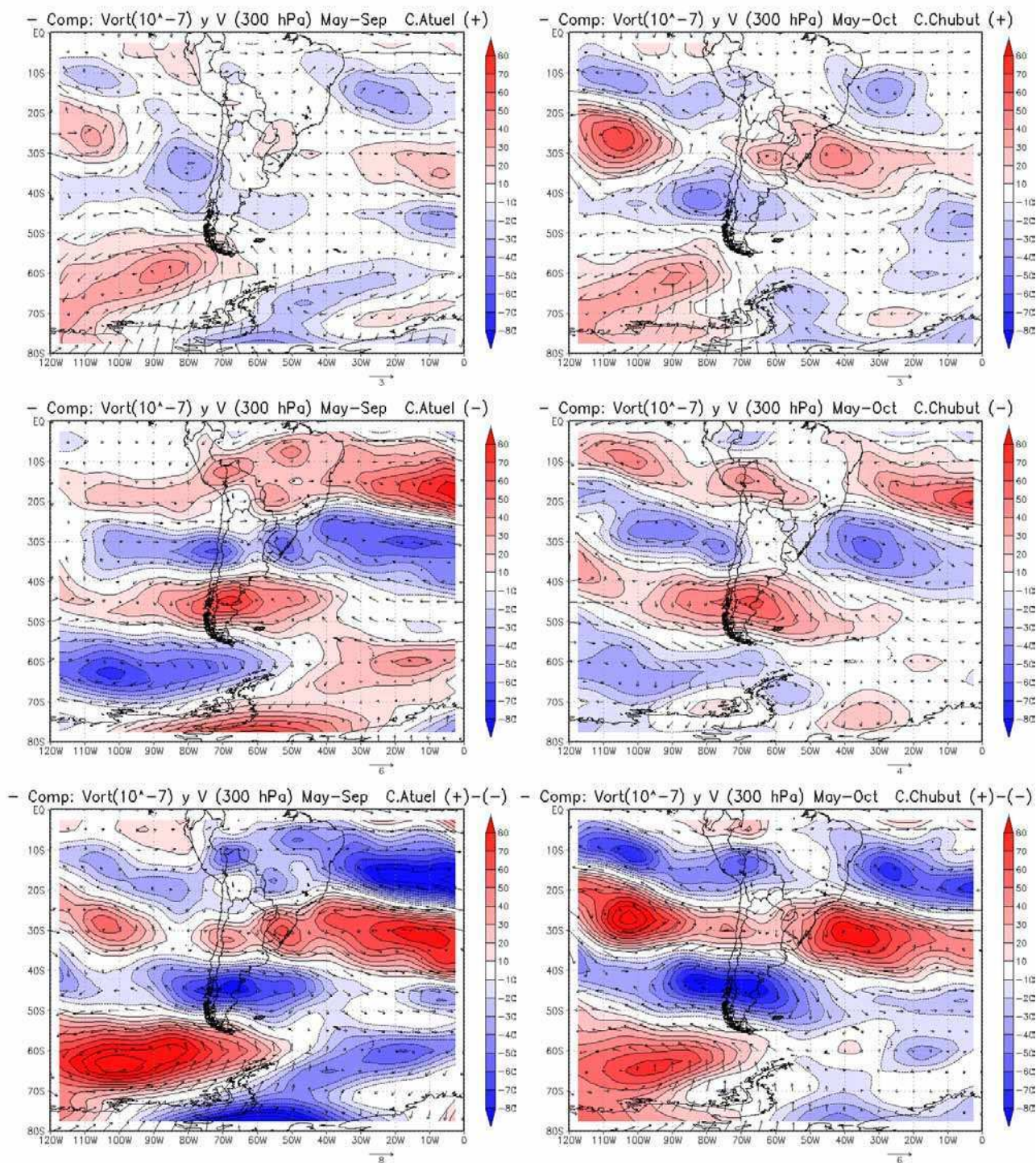
**Figura 17:** (continuación) Nivel de 850 hPa.





**Figura 17:** (continuación) Nivel de 500 hPa.





**Figura 17:** (continuación) Nivel de 300 hPa.

anomalías similares pero de signo contrario, las que asociadas a las mencionadas al Norte del mar de Bellingshausen determinan un flujo anómalo polar que alcanza a cubrir la Patagonia en el caso de Atuel y sólo llega a Tierra del Fuego en el caso de Chubut. Al Este de Mar de Weddell, se nota la presencia de un dipolo de anomalías de vorticidad formado por un centro negativo al Norte y positivo al Sur —frente a la Costa Princesa Martha—, que derivan en la reducción o inversión del flujo de los Oestes en esta zona. Estas circulaciones pueden advertirse también en altura. Adicionalmente, para el caso de Atuel en niveles bajos, también se destaca la presencia de un centro de vorticidad anómala anticiclónica sobre el Atlántico ecuatorial.

Por otra parte, en los casos de déficit de caudal (i.e. Atuel(–)), las anomalías de vorticidad sobre la porción ecuatorial del Atlántico muestran signo contrario a los correspondientes al caso anterior, al igual que en casi la totalidad de los centros descritos para los extremos positivos de caudal. Lo mismo ocurre en rasgos generales también para el río Chubut. En efecto, contrariamente a lo observado para los casos Atuel y Chubut (+), sobre la región patagónica, tanto en niveles bajos como en niveles altos, se advierten anomalías positivas de vorticidad, asociadas a la circulación anómala anticiclónica ya descrita para esta zona, extendiéndose zonalmente sobre todo en niveles altos y abarcando la porción adyacente de los océanos Pacífico y Atlántico. En el caso del río Chubut, este centro nuevamente se muestra ubicado notoriamente más hacia el Sur comparado con su par del Atuel. Sobre la región cordillerana central, se muestra un núcleo de vorticidad anómala ciclónica —de mayor intensidad para el caso de Atuel— que podría indicar el fortalecimiento y corrimiento hacia el Sur de la depresión del NOA. En altura, esta circulación ciclónica se extiende en forma de banda zonal hacia al Pacífico central subtropical, lo cual, unido a una línea también zonal pero de anomalías anticiclónicas en latitudes menores (i.e.  $\sim 15^\circ\text{S}$ ), determinan flujos del Oeste sobre el Norte de Chile y Argentina, provenientes del Pacífico. Por otra parte, otro centro de anomalías de signo contrario a las observadas para los casos de exceso de caudal, aparece al Oeste del Pasaje de Drake, producto de la circulación ciclónica anómala que domina esta región en casos de déficit. De esta manera, sobre el Pacífico se advierten cuatro bandas de anomalías de vorticidad de signos alternados, producto de la cortante producida por corrientes zonales anómalas opuestas (i.e. del Este en  $\sim 5^\circ$ ,

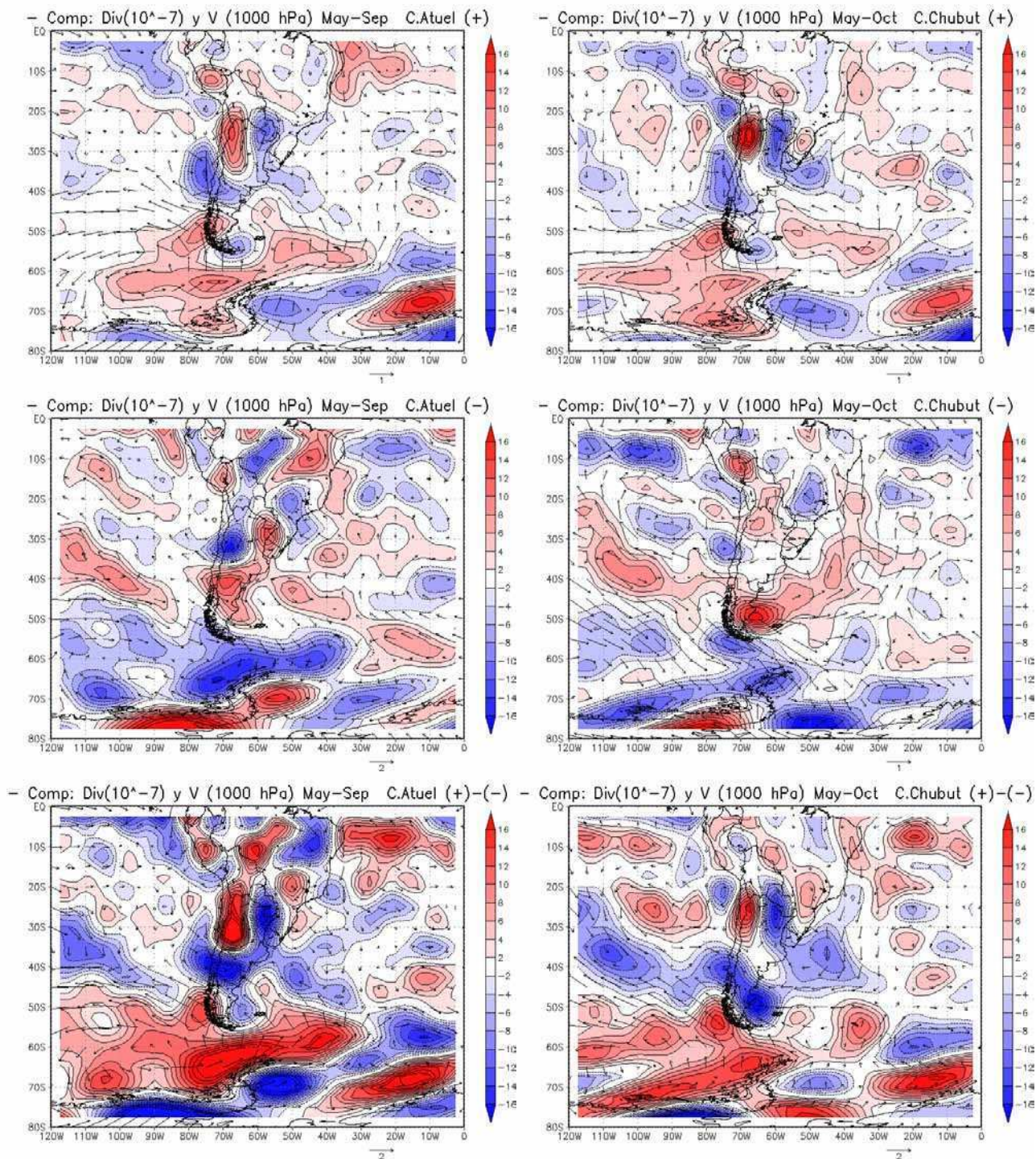
40° y 70°S; y del Oeste en ~25° y 50°S). Sobre el litoral y NE argentinos, en niveles bajos, también se observan núcleos de anomalías de vorticidad de signo opuesto a los correspondientes a los casos de exceso de caudal, y en niveles altos, sobre la región de la SACZ, se observa un centro de vorticidad anómala ciclónica, que en unión a uno de vorticidad anticiclónica ubicado sobre el Atlántico tropical, determina una corriente anómala del Oeste frente a las costas de Brasil en ~20°S. Otro dipolo de signo contrario al observado para los casos de superávit de caudal es el que se encuentra en niveles bajos al Este del Mar de Weddell, formado por un núcleo de vorticidad anómala ciclónica frente a la Costa Princesa Martha y otro de vorticidad anómala anticiclónica más al Norte. Esta configuración fortalece la circulación de los Oestes en ~65°S. Cabe destacar que la circulación de los Oestes se ve reforzada en latitudes cercanas a los ~50°S al Oeste del Pasaje de Drake, mientras que al Este del Mar de Weddell, su fortalecimiento se produce en latitudes mayores (i.e. ~65°S).

Todo lo analizado puede sintetizarse observando los campos de diferencias que, como siempre, destacan las principales características señaladas para los casos de exceso de caudal, con una señal más reforzada e invirtiendo los signos en los casos de déficit.

#### 4.3.6. Divergencia

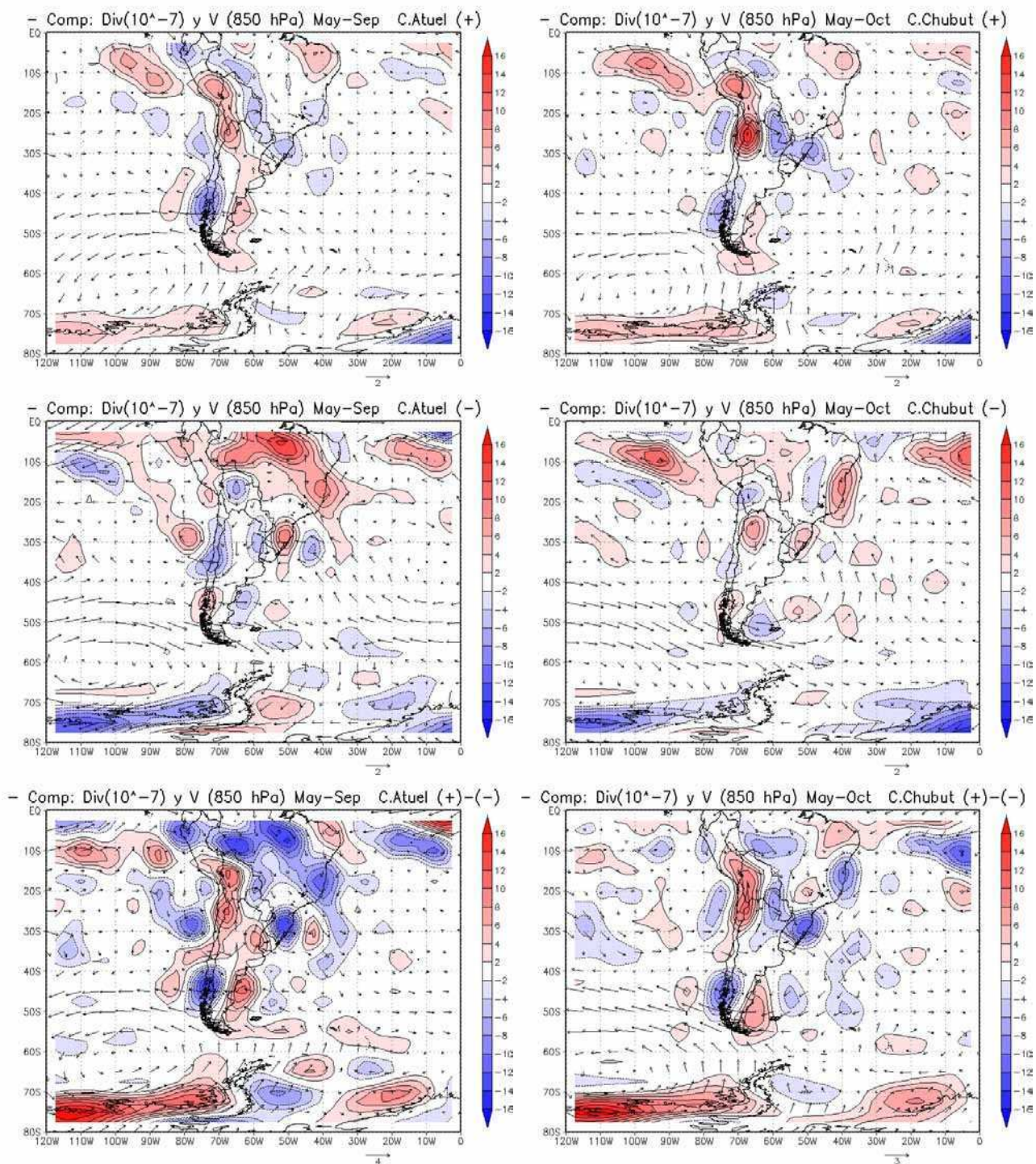
La **Figura 18** es análoga a la anterior pero para las anomalías de divergencia en 1000, 850 y 300 hPa. En los casos de exceso de caudal para ambos ríos, se observan zonas de convergencia en niveles bajos al Oeste de la cordillera con divergencias en altura (más claramente para Atuel), ubicadas frente a las nacientes de los ríos respectivos, y asociadas a las anomalías de geopotencial descritas en la Figura 13. Adicionalmente, el NOA se encuentra dominado por una zona de divergencias en niveles bajos y de convergencias anómalas en niveles altos, que responden al debilitamiento de la depresión habitualmente ubicada sobre esta región, ya mencionado para estos casos. Mientras tanto, sobre la región del litoral argentino, Paraguay y el Sur de Brasil, se advierten anomalías negativas en capas bajas y





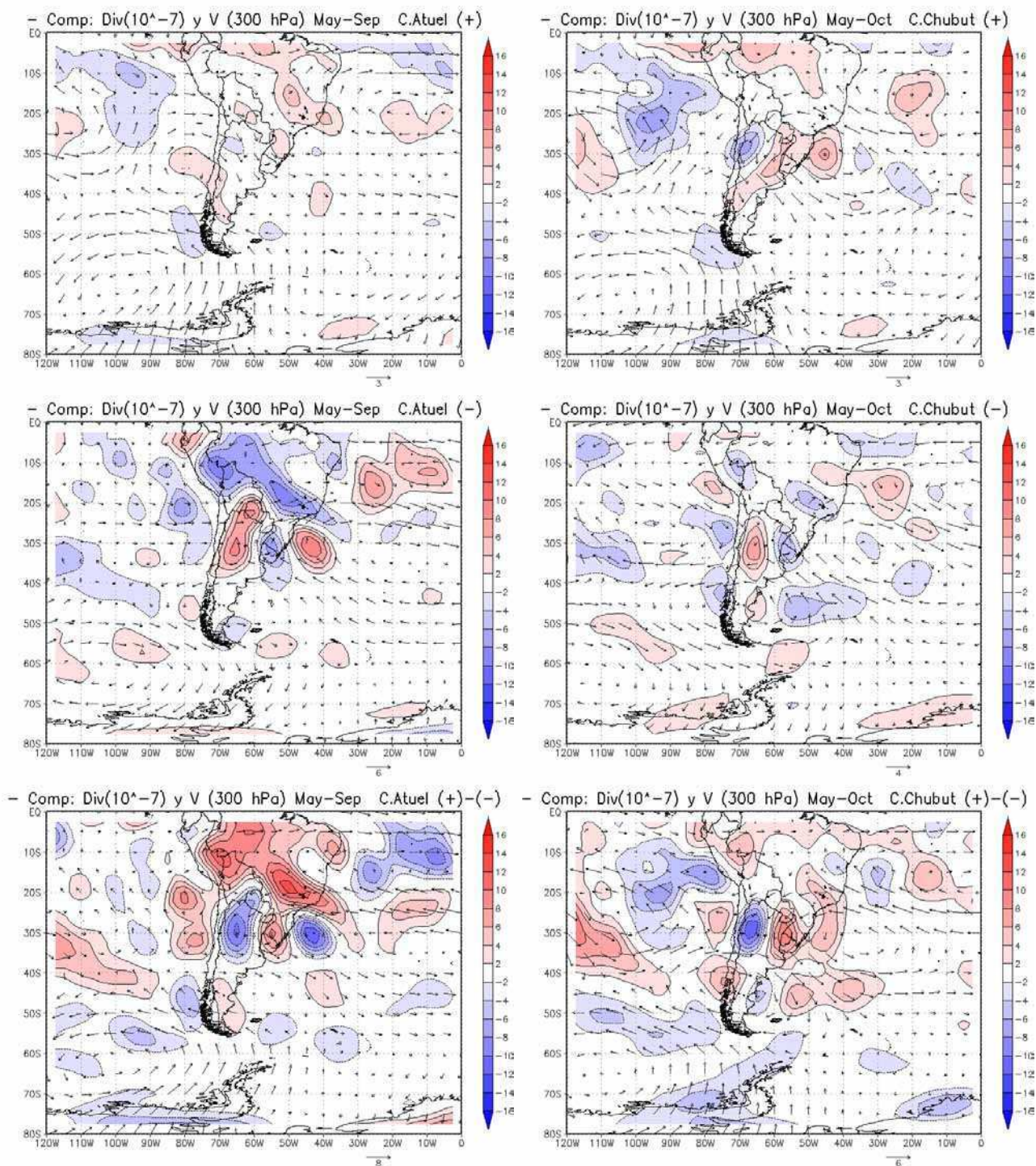
**Figura 18:** Como en la Fig. 17, pero para la divergencia (sombreado, en  $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) en el nivel de 1000 hPa.





**Figura 18:** (continuación) Nivel de 850 hPa.





**Figura 18:** (continuación) Nivel de 300 hPa.

positivas en capas altas, asociadas a la probable presencia de la onda frontal mencionada. Estas configuraciones darían como resultado movimientos de ascenso sobre la ladera occidental de la cordillera y el NE argentino; y de descenso sobre el NOA. Por su parte, el Pasaje de Drake y el Mar de Bellingshausen se encuentran dominados por anomalías de divergencia en niveles bajos, relacionados con el aumento anómalo de geopotencial registrado en esta región para estos casos. Adicionalmente, el Mar de Weddell se halla ocupado por un núcleo de convergencias, al tiempo que frente a la Costa Princesa Martha se halla un dipolo formado por un centro de divergencias al Sur y otro de convergencias al Norte, asociados a las rotaciones descritas en la Figura 17. En el Atlántico frente al Mar Argentino, un centro de divergencias responde a la rotación anómala anticiclónica y el aumento de geopotencial observados sobre esta región.

En los casos de déficit de caudal para el Atuel, el NO de Argentina se encuentra dominado por una zona de convergencias anómalas en capas bajas con divergencias en altura, asociadas a la intensificación de la depresión del NOA y movimientos de ascenso de aire. Hacia el Este, se observan centros de divergencia en superficie con convergencia en altura sobre la región del litoral y núcleos de convergencia en superficie y divergencia en altura sobre el Sur de Brasil. Esta configuración puede asociarse a una subsidencia anómala sobre la primer región y ascenso sobre la segunda, tal vez relacionados con la ausencia anómala de frentes estacionarios sobre las adyacencias del Río de la Plata y la intensificación de la actividad convectiva en la SACZ. Por otra parte, en niveles bajos, la Patagonia y el Mar de Weddell se encuentran dominados por divergencias anómalas, mientras que en el Pasaje de Drake y el área frente a la Costa Princesa Martha muestran núcleos de signos opuestos a los mostrados en el caso Atuel(+). Lo mismo ocurre en el caso de Chubut(-), a excepción del Mar de Weddell donde también en el caso de déficit se observan convergencias anómalas sobre el área. Adicionalmente, las nacientes del Chubut se encuentran dominadas por divergencias en niveles bajos y convergencias en altura sobre el flanco occidental de la cordillera que inhibirían los movimientos de ascenso sobre la cuenca. También en altura, se observan centros de divergencias sobre

el NOA y de convergencia sobre el litoral, en una configuración similar a la descrita para el Atuel.

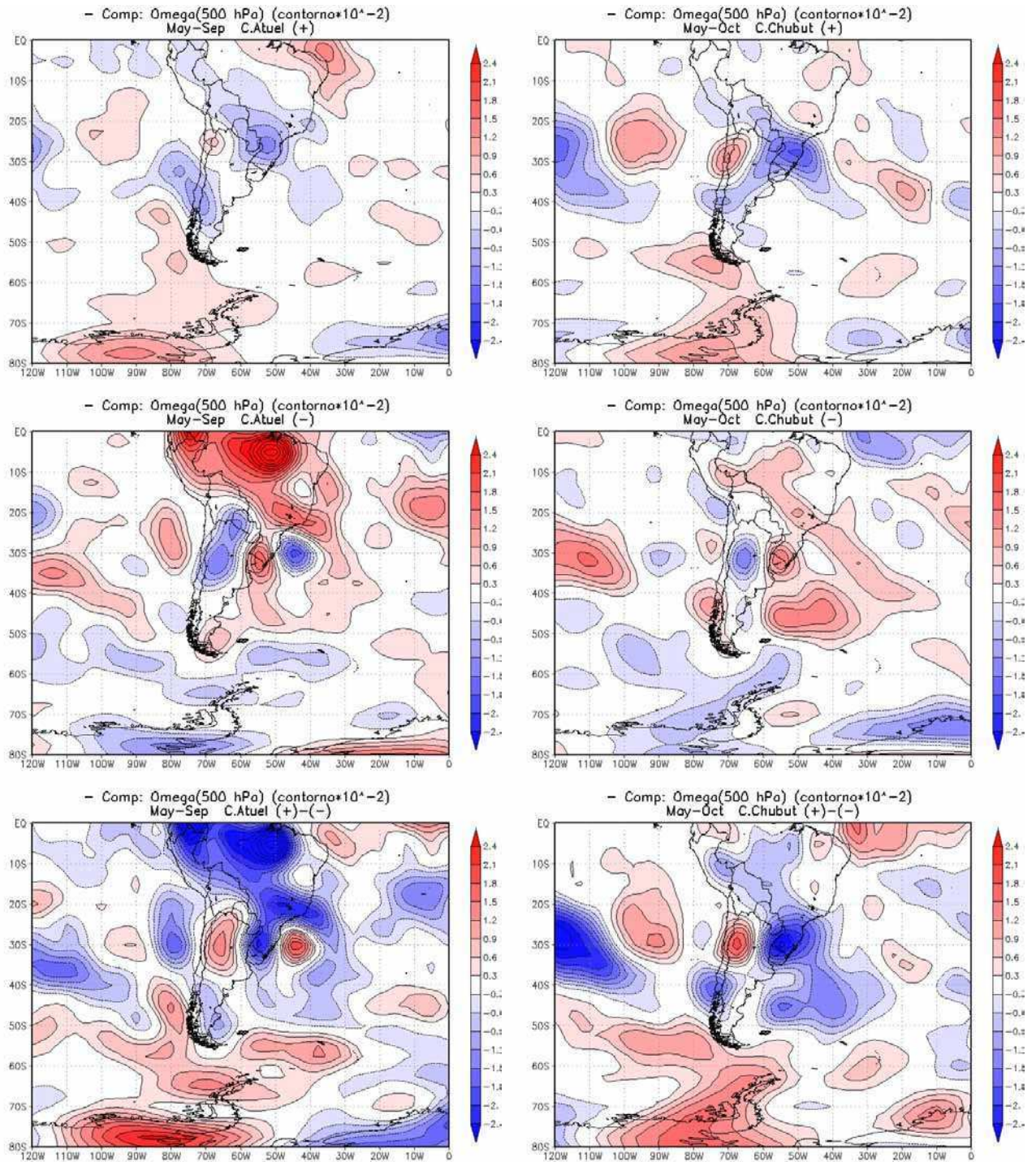
Los campos de diferencias mostrados en los paneles inferiores para el nivel de 300 hPa, resumen las características observadas anteriormente evidenciando las zonas asociadas a movimientos de ascenso y descenso anómalo de aire. En el caso de Atuel, las zonas de divergencia sobre la costa chilena en 30°S y de convergencia sobre el continente, ponen de manifiesto el ascenso producido por las bajas presiones que circulan por estas latitudes (30°S) y que a su vez inducen un descenso con alta presión relativa a sotavento de la cordillera. Al Sur de 40°S el movimiento de aire es contrario (i.e. descenso al Oeste de la Cordillera y ascenso al Este). Hacia el Este, una zona de divergencia sobre Uruguay evidencia el ascenso inducido por la generación de bajas presiones sobre la región del litoral y Sur de Brasil. En el caso de Chubut, los patrones de ascenso y descenso son similares pero retirados hacia el Sur, con una marcada divergencia y consecuente ascenso al Oeste de la cordillera en 43°S (naciente del Chubut). Por otra parte, en capas bajas, estos campos de diferencias muestran características iguales a las descritas para los casos de superávit de caudal, aunque con señales más reforzadas.

#### 4.3.7. Movimientos verticales

Las conjeturas efectuadas a cerca de los movimientos de ascenso y descenso a partir de los campos de anomalías de divergencia en altura, pueden confirmarse estudiando las anomalías de la velocidad vertical omega en 500 hPa. La **Figura 19** muestra estos campos anómalos en forma análoga a la figura anterior.

En el caso de Atuel(+) se observan zonas de ascenso frente a las costas centrales de Chile, atravesando la cordillera en dirección NO–SE hasta el Sur de la Patagonia. La cuenca del río queda, de este modo, inmersa en una zona de movimientos ascendentes anómalos. Frente a la costa Sur de Chile se muestran núcleos de subsidencia al igual que sobre el NOA y el Pasaje de Drake. Adicionalmente, el Sur de Brasil y sus adyacencias se encuentran dominados por movimientos ascendentes de aire. Por el contrario, para los casos Atuel(–), estos





**Figura 19:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de velocidad vertical (en  $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) en 500 hPa, para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

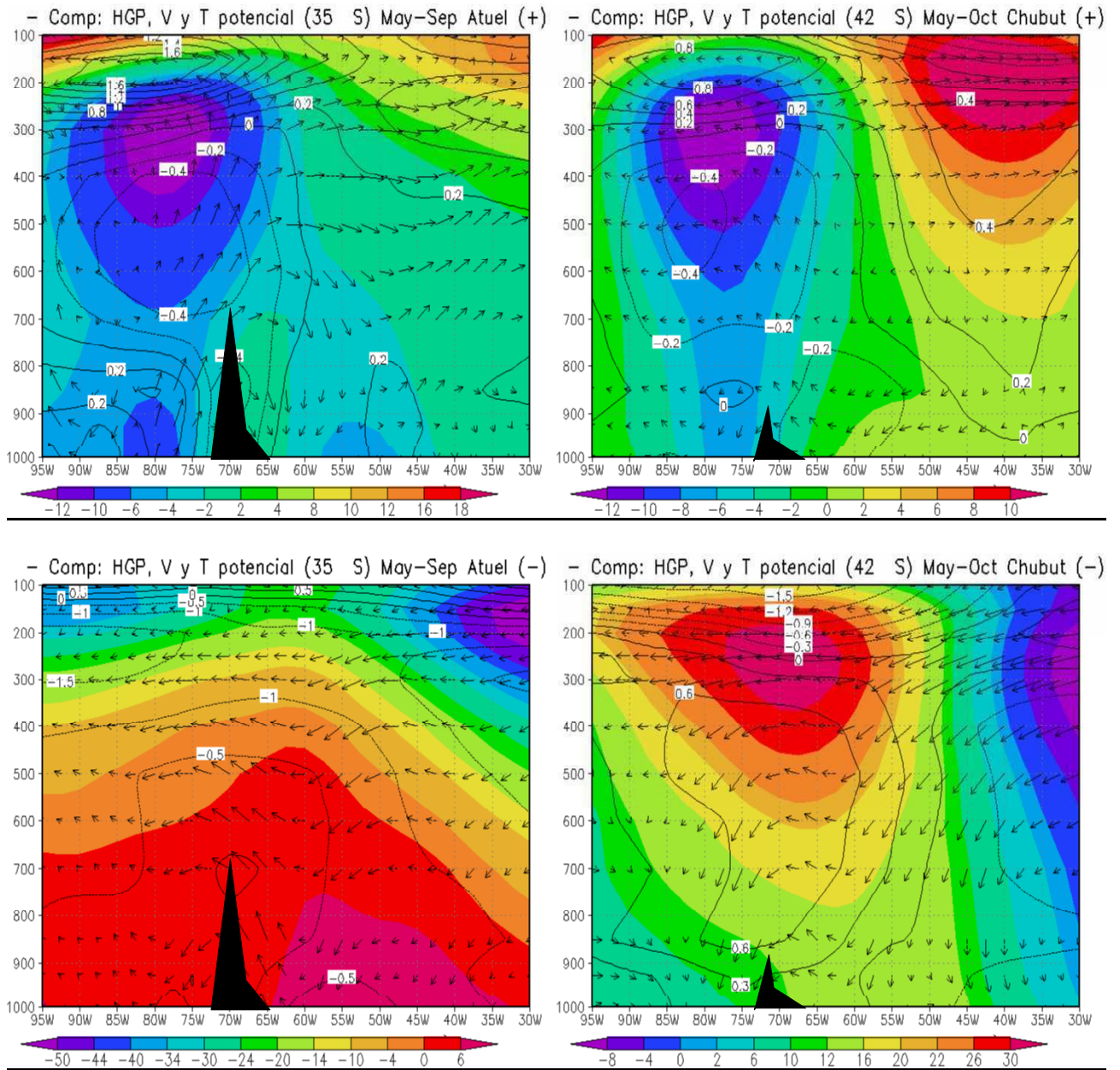
patrones se invierten, observándose ascensos sobre el NOA, frente a la costa Sur de Chile y en el Pasaje de Drake; mientras que las zonas de subsidencia se advierten frente a las costas centrales de Chile, el Sur de la Patagonia y el Sur de Brasil.

Por otra parte, en el caso de Chubut(+), se notan ascensos anómalos sobre la cordillera y Chile central en  $\sim 40^{\circ}\text{S}$  (i.e. sobre las nacientes del río en cuestión) y en el Sur de Brasil y sus adyacencias. Adicionalmente, las regiones de subsidencia anómala se hallan sobre el NOA y el Norte de Chile, sobre la Península Antártica y frente a la costa Sur de Chile. Por el contrario, en los casos de déficit de caudal en Chubut, en el flanco occidental de la cordillera al Sur de  $40^{\circ}\text{S}$ , se aprecia un área de subsidencia, al igual que sobre Uruguay y el Sur de Brasil, mientras que el ascenso anómalo se observa sobre el NOA y el Pasaje de Drake.

Los movimientos verticales de aire directamente relacionados con las condiciones reinantes en las adyacencias de los ríos en cuestión, pueden verse mejor a través de cortes verticales efectuados a lo largo de la latitud sobre la que se encuentran las nacientes de los mismos. La **Figura 20** muestra las composiciones de anomalías de altura geopotencial (sombreado), viento (vectores) y temperatura potencial (contornos); en cortes verticales a través de  $35^{\circ}\text{S}$  (i.e. sobre las nacientes del río Atuel) (izquierda) y  $42^{\circ}\text{S}$  (i.e. sobre las nacientes del río Chubut) (derecha); para casos de exceso (arriba) y déficit (abajo) de caudal de los ríos correspondientes.

En los casos de exceso de caudal para el río Atuel, se observan fuertes movimientos anómalos de ascenso de aire a barlovento de la cordillera, con una marcada subsidencia anómala a sotavento de la misma, sobre todo en capas medias y bajas; como producto dinámico de la circulación asociada a las anomalías negativas de altura geopotencial frente a las costas de Chile —ya mencionadas al analizar la Figura 13 y sombreadas en este corte vertical— y al forzante mecánico aportado por la presencia de la cordillera en esta latitud. Esta circulación induciría el calentamiento anómalo, por advección de aire desde niveles bajos, de capas medias de la atmósfera dando lugar a las observadas anomalías negativas de temperatura potencial en torno a los 550 hPa a barlovento de la cadena montañosa. En niveles bajos, sobre el Océano Pacífico, se advierte la irrupción de aire más frío (i.e. anomalías positivas de temperatura potencial), que junto a las demás características descriptas, revelaría la





**Figura 20:** Composición de anomalías de altura geopotencial (sombreado, en m), viento (vectores:  $u \cdot m/s \cdot \hat{i} - \omega \cdot 10^{-2} Pa/s \cdot \hat{k}$ ) y temperatura potencial (contornos, en K); en cortes verticales a través de 35°S, sobre las nacientes del río Atuel (izquierda) y 42°S, sobre las nacientes del río Chubut (derecha); para casos de exceso (arriba) y déficit (abajo) de caudal de los ríos correspondientes. La silueta en negro señala la posición y altura media de la cordillera.

presencia de una superficie frontal asociada a la depresión mencionada. Hacia el Este se nota la presencia de un segundo centro de anomalías negativas de geopotencial en superficie con movimientos de ascenso en su parte delantera, que estarían asociados a la banda frontal que afectaría la región de la cuenca del Plata, ya discutida en párrafos anteriores. Análogamente, para el río Chubut(+) las características observadas son similares a las descriptas anteriormente para Atuel(+), aunque más atenuadas. En este caso se distinguen anomalías de aire potencialmente más cálido en niveles medios y relativamente más frío cerca de superficie —sobre la depresión observada a barlovento de la cordillera— y movimientos de ascenso de menor intensidad que en el caso anterior, debido probablemente a la reducción del forzante mecánico aportado por la cordillera, la cual disminuye marcadamente su altura media sobre estas latitudes. En capas bajas se observa una leve componente anómala del Este, debido a que el corte se efectúa sobre la misma posición de la depresión mencionada (ver Figura 13).

Para los casos de déficit de caudal, las características son mayormente opuestas a las destacadas en los casos de exceso, con movimientos anómalos principalmente de descenso, sobre todo al Este de la cadena cordillerana y sobre el flanco occidental de la misma; y movimientos de ascenso anómalo restringidos únicamente a su ladera oriental, como producto del forzante orográfico —con menor intensidad para Chubut debido a la reducción de este forzante—. Por encima de la cadena montañosa, las anomalías de temperatura potencial señalan la presencia de aire relativamente más frío, en oposición a lo observado para los casos de exceso. Al mismo tiempo, para ambos ríos la región al Este de la cordillera se encuentra dominada por anomalías positivas de geopotencial, las cuales se extienden en altura para el caso de Chubut, mientras son reemplazadas por anomalías negativas en niveles altos para el caso de Atuel —como puede observarse también en la Figura 13.

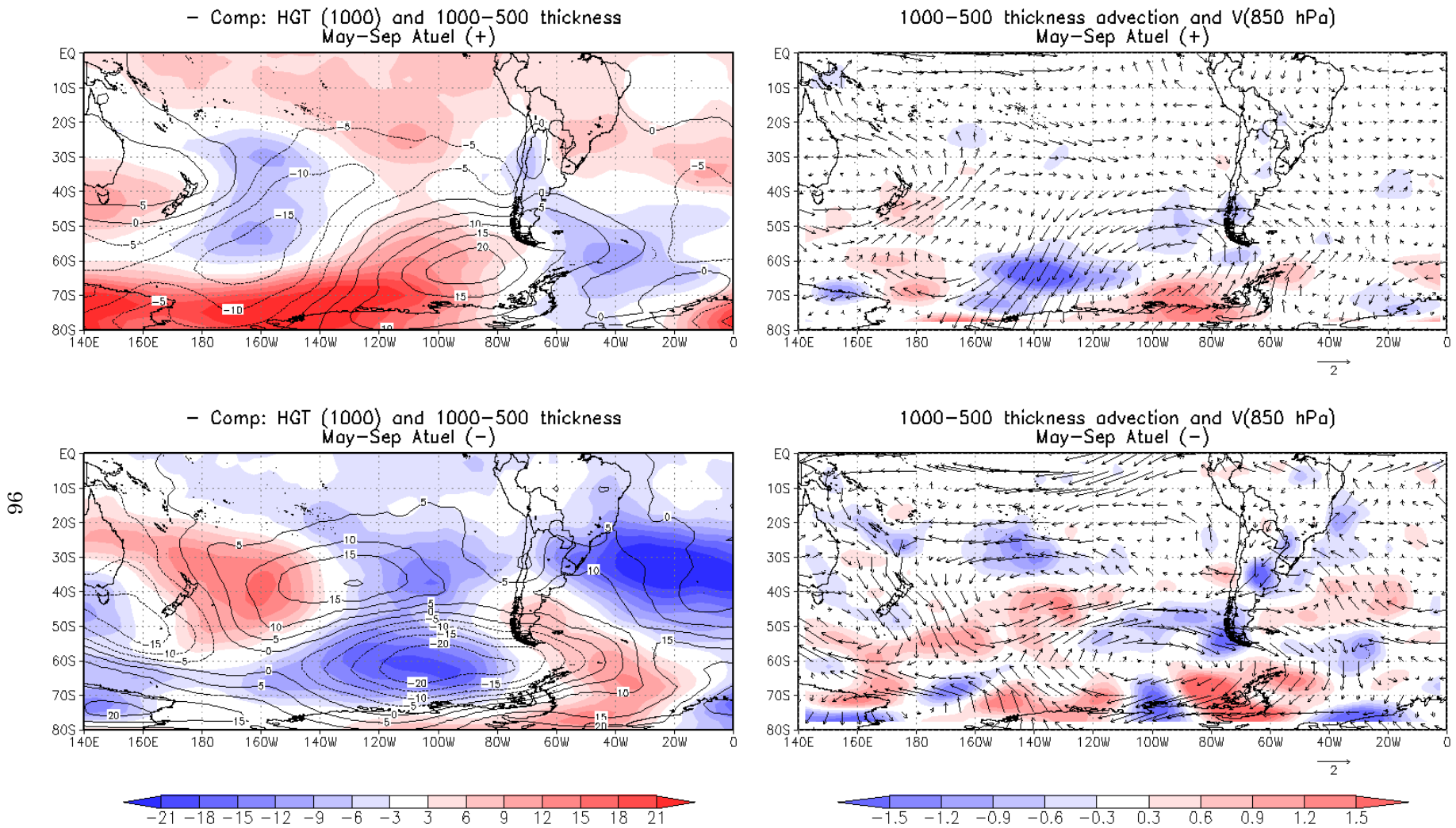
#### **4.3.8. Temperatura en capas bajas**

Con el objetivo de analizar las características de la distribución espacial de las anomalías de temperatura en capas bajas asociadas a extremos de caudal, se

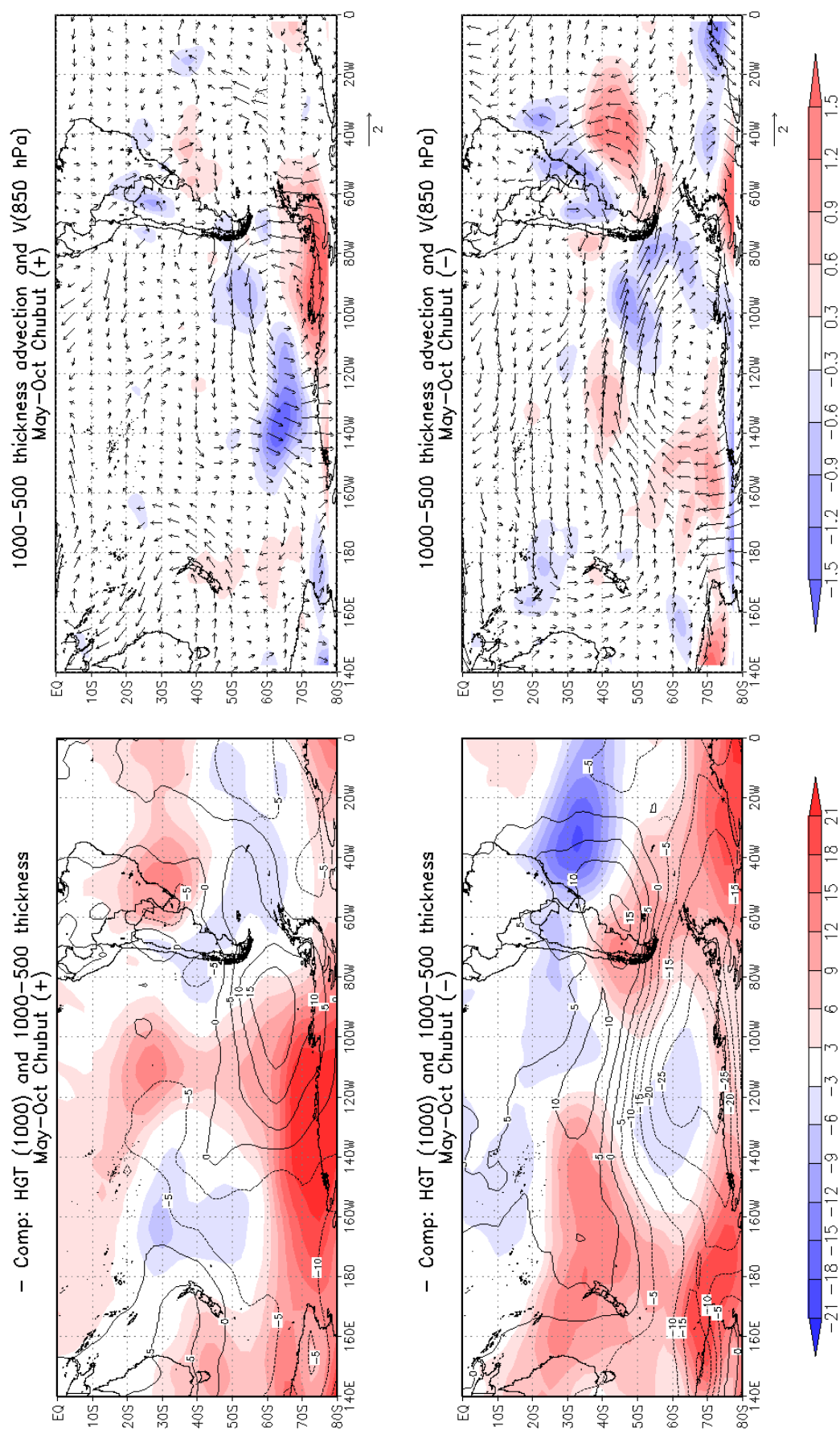
calcularon los campos de espesores 1000–500 hPa, a partir de las composiciones mostradas en la Figura 13.

La **Figura 21** muestra las composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de altura geopotencial de 1000 hPa (contornos) y espesores 1000–500 hPa (sombreado) (izquierda); y de viento en 850 hPa (vectores) y advección de anomalías de espesores 1000–500 hPa (sombreado) (derecha); para años de exceso (arriba) y déficit (abajo) de caudal del río Atuel; y los campos análogos para el río Chubut (período Mayo-Septiembre). Las advecciones de anomalías de espesores debidas a las anomalías de viento se calcularon mediante la relación:  $-\vec{V}' \cdot \nabla e'$ ; donde  $\vec{V}'$  representa las anomalías compuestas de viento horizontal en el nivel de 850 hPa y  $e'$  representa las anomalías compuestas de espesores 1000–500 hPa.

En todos los casos, los campos de anomalías de espesor responden a las advecciones del campo térmico medio producidas por las componentes meridionales anómalas de circulación, con centros de anomalías positivas en las regiones donde se observa una componente anómala de circulación del Norte y negativas en aquellas regiones que exhiben una componente anómala del Sur. En los casos de exceso de caudal para ambos ríos, se observan regiones anormalmente frías sobre el Atlántico Sur que se extienden en dirección hacia la Patagonia, cubriendo el país hasta regiones más meridionales para el caso de Atuel, debido a la circulación anómala desde el Sur que se produce en la parte delantera de la anomalía positiva de geopotencial sobre el mar de Bellingshasen ya discutida. Estas anomalías son advectadas hacia el Oeste por las anomalías de viento, haciendo que la costa Sur de Chile y su mar adyacente sean las regiones sobre las que se registra mayor enfriamiento anómalo por este motivo (ver panel derecho). También se observan anomalías negativas de espesores sobre el Pacífico occidental —más intensas en el caso de Atuel—, debidas a la circulación anómala del Sur producida en la parte trasera del centro de anomalías negativas de geopotencial que domina esta porción del Océano. Por su parte, las anomalías positivas de espesor abarcan la parte central del Pacífico, más intensamente en su porción Sur, donde se observa una fuerte advección térmica desde el Norte producida por la circulación anómala derivada de la presencia de los centros de anomalías positiva —



**Figura 21:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de altura geopotencial de 1000 hPa (contornos, en m) y espesores 1000-500 hPa (sombreado) (izquierda); y de viento en 850 hPa (vectores, en  $m s^{-1}$ ) y advección de espesores 1000-500 hPa (sombreado,  $10^{-5} m s^{-1}$ ) (derecha); para años de exceso (arriba) y déficit (abajo) de caudal del río Atuel.

**Figura 21:** (continuación) Río Chubut (período Mayo-Septiembre).

sobre el mar de Belligshausen— y negativa —sobre el Pacífico Occidental— mencionadas. Estas anomalías positivas son advectadas hacia la región de la Península Antártica por las anomalías de viento. Sin embargo, sobre la región central Sur del Pacífico se registran fuertes advecciones de signo negativo (en  $\sim 65^{\circ}\text{S}$ – $140^{\circ}\text{O}$ ) debido a que en esta región el viento anómalo proviene de regiones con anomalías de espesor positivas pero de menor intensidad que las observadas sobre la costa antártica. También se observan anomalías positivas de espesor sobre el Sur de Brasil y la cuenca del Plata, asociadas posiblemente a la presencia de la onda frontal ya discutida sobre esta región.

En los casos de déficit de caudal, los campos de anomalías de espesor muestran prácticamente las mismas configuraciones que en los casos de exceso pero con signos opuestos, debido a la inversión de las circulaciones anómalas derivadas de los campos de anomalías de geopotencial. En estos casos, los centros de anomalías negativas que dominan la porción central y Sur del Pacífico muestran mayor intensidad para Atuel(–) que para Chubut(–); mientras que lo contrario ocurre con los centros de anomalías positivas que cubren el Atlántico Sur extendiéndose sobre la Patagonia y la fracción occidental del Pacífico. Por su parte, es muy notoria la presencia de fuertes anomalías negativas frente a las costas de Brasil, debido a la circulación anómala desde el Sur producida por el corrimiento al Sur o debilitamiento del Anticiclón semipermanente del Atlántico. Estas anomalías negativas son advectadas por la circulación anómala hacia el interior del continente. También se advierte que, aún cuando las anomalías de espesor y circulación muestran en general signos contrarios a sus pares de los casos de exceso de caudal, las advecciones de las anomalías de espesor por el viento anómalo continúan siendo las mismas —y con igual signo— sobre ciertas regiones. Por ejemplo, tanto en los casos de déficit como de superávit de caudal, las anomalías positivas de espesor son advectadas por el viento anómalo hacia la península antártica (provenientes desde el Oeste en los casos (+) y desde el Atlántico Sur en los casos (–)), mientras que las negativas son advectadas hacia la costa Sur de Chile y los mares adyacentes (provenientes desde el Atlántico Sur en los casos (+) y desde el Pacífico central Sur en los casos (–)).



#### 4.4. Conclusiones

A partir del cálculo de campos compuestos de anomalías estacionales de invierno correspondientes a diversas variables meteorológicas para años con extremos positivos y negativos de caudal en los ríos Atuel y Chubut, se han logrado identificar los principales patrones de circulación invernal vinculados en forma separada a casos de superávit y déficit de escurrimiento para estos ríos, representativos de los pertenecientes a las regiones de Cuyo y el Norte de la Patagonia respectivamente.

Los casos de exceso de caudal para ambos ríos se encuentran asociados a la presencia de anomalías positivas de presión al Oeste del Pasaje de Drake que se interponen en la trayectoria de los sistemas de baja presión que normalmente transitan por esta región; lo cual podría deberse al aumento en la frecuencia de eventos de bloqueo o del pasaje de anticiclones por latitudes altas, o bien a la disminución en la intensidad de los oestes y/o de las bajas presiones frecuentemente observadas en estas latitudes. Estas anomalías afectan la región patagónica con una intensa circulación anómala del Sur que alcanza menores latitudes en el caso de Atuel, advectando aire frío y seco sobre el continente desde el Atlántico Sur. Por el contrario, las anomalías de baja presión se encuentran confinadas a las porciones Sudoeste y central del Pacífico Sur, afectando las costas centrales de Chile —más al Norte en el caso de Atuel que en el de Chubut— y por lo tanto la región cordillerana de Cuyo para el caso de Atuel y del Norte Patagónico para el caso de Chubut; probablemente como producto del bloqueo producido por las altas presiones anteriormente mencionadas, junto a la disminución o desaparición frecuente del anticiclón semipermanente del Pacífico. Las anomalías ubicadas frente a las costas de Chile, producen una circulación anómala del Norte a lo largo de la costa occidental de Sudamérica en capas bajas, que advecta humedad desde latitudes tropicales del Pacífico, convergiendo sobre la naciente de los ríos. El aire húmedo es obligado a ascender sobre las laderas occidentales de la cordillera, descargando su humedad en las cumbres y descendiendo luego a sotavento. Por otra parte, en altura los centros anómalos de presión mencionados, junto a otros ubicados en el Pacífico occidental y el Atlántico, forman trenes de ondas estacionarias similares a los descritos en los campos de correlación de la sección 3 —uno de ondas más largas



que atraviesa el Pacífico desde Australia hasta el mar de Bellingshausen para curvarse luego en dirección al Atlántico (siguiendo un patrón de onda 3 hemisférico en latitudes medias), con fuente sobre la región donde normalmente se observa la ZCPS, ayudando a mantener las anomalías positivas de presión al SO del continente; y otro de ondas más cortas que atraviesa el continente por latitudes subtropicales con fuente sobre el Pacífico central subtropical—. Las anomalías observadas sobre el continente y sus adyacencias, se encuentran retiradas algo más al Sur en el caso de Chubut con respecto a Atuel. Adicionalmente, sobre el litoral se genera una anomalía negativa de presión con circulación ciclónica que sugiere la frecuente ocurrencia de ciclogénesis sobre esta zona, con una onda frontal asociada —evidenciada por una banda de vorticidad anómala negativa y movimientos de ascenso—, junto a la retirada hacia el Sur del anticiclón del Atlántico y el arrastre de humedad proveniente del Amazonas hacia el Sur de Brasil. Por otra parte, sobre el Pacífico occidental en latitudes bajas y central en latitudes subtropicales, se asocian circulaciones anómalas ciclónicas con convergencia en superficie y anticiclónicas con divergencia en altura, que sugieren la presencia de bajas térmicas con movimientos anómalos de ascenso probablemente asociadas a un calentamiento anómalo inducido desde la superficie del mar o generado dentro de la propia atmósfera. Esto indicaría cierto desplazamiento hacia el Este de la ZCPS contribuyendo a la generación del tren de ondas que atraviesa el continente en forma zonal desde el Pacífico central y que mantiene las anomalías negativas de presión frente a las costas de Chile central y sobre el litoral argentino. Este desplazamiento hacia el Este de la ZCPS evidenciaría la alteración de la normal circulación de Walker en los casos de exceso de caudal.

Por el contrario, en condiciones de déficit de caudal, los patrones de anomalías de circulación presentan características opuestas a las descritas para los casos de superávit. Más específicamente, se observa una intensificación tanto de los oestes en latitudes altas como de los anticiclónicos semipermanentes en latitudes medias que realza notoriamente las características del flujo básico. La región cordillerana se encuentra dominada por altas presiones provocando una subsidencia anómala sobre la región, mientras la circulación de los oestes se intensifica sobre la Patagonia en el caso de Atuel y sobre el Tierra del Fuego en el caso de Chubut. Las circulaciones asociadas

provocan fuertes anomalías negativas de humedad sobre el continente, reforzadas por la subsidencia inducida por convergencias anómalas en altura y divergencias en superficie que inhiben la convección sobre Brasil. Por el contrario, los movimientos de ascenso se restringen al Pacífico occidental donde se observan convergencias anómalas en superficie y divergencias en altura, probablemente asociadas a un calentamiento anómalo del océano y/o de la atmósfera en esta región, que provoca convección y gran concentración de humedad, intensificando la actividad de la ZCPS y la normal circulación de la celda de Walker. Adicionalmente, en altura se observa un patrón de ondas estacionarias que atraviesa el Pacífico en dirección al Atlántico pasando por el mar de Bellingshausen, similar al descrito para casos de superávit, pero de fase opuesta, probablemente debida a la intensificación de la ZCPS anteriormente mencionada, y que contribuye a mantener las anomalías negativas de presión al SO del continente.

Los patrones de onda descritos tanto para los casos de superávit como de déficit de caudal en ambos ríos (ver Figuras 13 y 16), presentan las características similares a los trenes de ondas asociados a la variabilidad de ciclo ENOS y encontrados por otros autores (por ejemplo Karoly, 1989). El primer patrón principal de variabilidad de la circulación en el HS, llamado “Modo de Altas Latitudes” (HLM) por Kidson (1999) y “Oscilación Antártica” por Thompson y Wallace (2000), es independiente de la variabilidad del ENOS y se encuentra relacionado con una transferencia de masa zonalmente simétrica entre altas y bajas latitudes (ver Apéndice C). Sin embargo, las componentes segunda y la tercera se encuentran relacionadas con distintas frecuencias de variabilidad del ciclo ENOS (Mo 2000) y presentan las mismas configuraciones mostradas en la Figura 16 de este trabajo. Más específicamente, los modos 2 y 3 corresponden a los patrones “Pacífico–Sudamérica” (PSA) y se encuentran caracterizados por centros de anomalías extendidas desde los trópicos, con una estructura de onda 3 en latitudes medias en cuadratura con cada centro. La región fuente del segundo patrón (PSA1) se halla localizada al Este de 180° mientras la correspondiente al tercer patrón (PSA2) descansa sobre el Mar de Tasmania. Mo (2000) mostró que la PSA1 se encuentra asociada a los ciclos de baja frecuencia de la variabilidad del ENOS con períodos dominantes de ~40-48 meses, mientras que la

PSA2 se asocia a la componente quasi-bienal del ENOS con un período de ~26 meses. Los patrones de onda encontrados en este trabajo para los casos de déficit de caudal (ver Figura 16), muestran configuraciones similares a las correspondientes al PSA1 (ver Apéndice C) en el caso de Chubut y al PSA2 en el caso de Atuel. Por su parte, los trenes de ondas correspondientes a los casos de exceso de caudal (ver Figura 13, campos de altura) se asemejan a los presentados en el modo PSA2, con el adicional del patrón de ondas más cortas que atraviesa el continente sudamericano por latitudes subtropicales ya descrito en secciones anteriores.

Las estructuras de los campos de correlaciones significativas mostrados en la sección 3, responden a aquellas que acabamos de presentar aquí con mayor detalle, lo cual confiere significancia a las conclusiones emanadas de las anomalías calculadas en esta sección. Adicionalmente, mayor información sobre la significancia de las estructuras de anomalías analizadas en esta sección puede consultarse el Apéndice B de este trabajo.

## 5. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR Y SU RELACIÓN CON LA VARIABILIDAD DEL CAUDAL DE LOS RÍOS ANDINOS

### 5.1. Introducción

Hoffmann (1969 y 1973) mostró que la precipitación en la región central de Chile se encuentra fuertemente relacionada con la acumulación de nieve en las altas cumbres sobre las laderas orientales de los Andes subtropicales, donde se encuentran localizadas las nacientes de los ríos Argentinos. Como se mencionó en secciones anteriores, el régimen de estos ríos se debe fundamentalmente al derretimiento estival de la nieve acumulada durante el período invernal, por ello muestran un marcado máximo en Enero, con valores sobre su módulo entre Octubre y Marzo. Adicionalmente, los caudales de los ríos que nacen en la Cordillera Andina subtropical, llamados ríos cuyanos, se encuentran altamente correlacionados entre sí (Menegazzo y Radicella, 1982). Por otra parte, Quinn y Neal (1983) relacionaron las precipitaciones en Chile central y en particular en Santiago de Chile con la ocurrencia de eventos El Niño y en tal sentido, Compagnucci y Vargas (1998) demostraron que la estrecha relación entre los caudales se debe a la homogeneidad de la precipitación invernal (Abril a Septiembre) en la región cordillerana comprendida entre 30°S y 40°S, y que la variabilidad interanual en el área está significativamente relacionada con la precipitación registrada en Santiago de Chile y consecuentemente con el fenómeno El Niño. Por ello, los caudales de verano (Octubre a Marzo), del río Mendoza, representativo de los ríos de la región, se relacionan significativamente con el ciclo El Niño / Oscilación Sur (ENOS) presentando valores sobre (bajo) el promedio en veranos de evento El Niño (La Niña). Dicha relación podría ser extensible a los últimos 450 años como muestra Compagnucci (2000) utilizando datos indirectos de El Niño y de los caudales de ríos cuyanos.

Waylen et al. (2000) analizaron los caudales anuales para los ríos andinos desde 25°S (río Pilcomayo) a 50°S (río Santa Cruz), encontrando relaciones significativas con El Niño para los ríos con cuencas sobre la Cordillera de los Andes entre 30°S y 40°S, y el río Santa Cruz (50°S) en el Sur de la Región de la Patagonia.

Además, cambios en la tendencia de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) del Pacífico Ecuatorial fueron relacionados con variaciones de tendencia de caudal en los ríos de las provincias de Mendoza y San Juan por Carril et al. (1997). En particular, los cuasi-ciclos y tendencias en todas las bandas de frecuencias de la serie de caudales mensuales del río Atuel se corresponden con las frecuencias observadas en el ciclo ENOS (Compagnucci et al., 2000). En esta línea, Berri y Flamenco (1999) logran diseñar con gran éxito un modelo regresivo de pronóstico para los caudales del río Diamante empleando la TSM en el Pacífico Ecuatorial.

En la Patagonia, al Sur de 40°S donde la cordillera de los Andes es más baja, el régimen de los ríos presenta dos máximos: uno invernal, debido a las lluvias y otro como producto del derretimiento de nieve en primavera y comienzos de verano (Quintela y Scarpati, 1993). Por otra parte, los caudales de los ríos del sector Sur de la Patagonia se encuentran poco estudiados.

En esta sección analizaremos la relación existente entre la TSM, con especial atención en el ciclo ENOS, y la variabilidad de los caudales de los ríos argentinos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres de la Cordillera de los Andes. Dado que el comportamiento del caudal de los ríos Atuel y Chubut es representativo del correspondiente a los demás ríos de las regiones de Cuyo y Patagonia Norte respectivamente, nuestro estudio se enfocará con mayor atención particularmente al análisis de las series de caudal de estos dos ríos.

## 5.2. Datos y metodologías

Los datos de caudal mensual (en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) corresponden a los descritos en la sección 2, provistos por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (2004).

Por otra parte, se emplean datos medios mensuales de TSM correspondientes a los valores extendidos y reconstruidos de NOAA (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, ERSST) sobre un enrejado de  $2.0^\circ \times 2.0^\circ$  de latitud-longitud con cobertura global. Estos datos fueron construidos usando el más reciente conjunto de datos de TSM del COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) y mejorados mediante técnicas estadísticas que permiten una reconstrucción estable utilizando valores

escasos (Smith y Reynolds, 2004). Para determinar el comportamiento temporal del fenómeno El Niño se utiliza el índice de anomalías mensuales de TSM en la zona Niño3+4 (5°N-5°S y 170°O-120°O) basadas en el período de referencia 1971-2000. De acuerdo a Trenberth (1997), la ventaja de la utilización de este indicador es que permite definir claramente el comienzo, finalización, duración y magnitud de cada evento El Niño / La Niña. Este índice puede encontrarse en NCEP / NOAA (2005) en versión ASCII para Internet: <ftp://ftpprd.ncep.noaa.gov/>.

Para los ríos Atuel y Chubut se calculan campos de correlaciones y composiciones de anomalías, análogos a los calculados en las secciones 3 y 4, pero para la TSM.

Como se ha visto en la sección 2, los meses del año hidrológico en que se registran los mayores valores medios, corresponden a los períodos Octubre-Marzo para los ríos de Cuyo, Junio-Diciembre para los de la Patagonia Norte y Enero-Mayo para el río Santa Cruz. Dado que el escurrimiento acumulado en estos meses representa alrededor del 73% del total anual, casi la totalidad de la variabilidad interanual de caudal mostrada por estos ríos se encuentra representada por el escurrimiento medio correspondiente a estos períodos de cinco a seis meses. Por lo tanto, los valores de caudal se promedian sobre estos meses para cada año determinando Series Estacionales de Caudal (SEC). A continuación estas series se correlacionan linealmente con la serie de anomalías Niño3+4 para cada mes desde Junio del año previo a Marzo del año siguiente generando así funciones de correlaciones de 22 términos. O sea, para cada río se calculan los coeficientes de correlación dados por la expresión:

$$r(k) = \frac{\sum_{t=1}^n (x(t) - \bar{x})(y(k,t) - \overline{y(k)})}{\sqrt{\left( \sum_{t=1}^n (x(t) - \bar{x})^2 \right) \left( \sum_{t=1}^n (y(k,t) - \overline{y(k)})^2 \right)}}$$

donde  $x(t)$  es el valor de la SEC correspondiente al año  $t$ ,  $\bar{x}$  es el promedio de la SEC calculado sobre todos los años,  $y(k,t)$  es el valor de la anomalía de TSM en la región Niño3+4 correspondiente al mes  $k$  del año  $t$ ,  $\overline{y(k)}$  es el promedio de las anomalías de

TSM en la región Niño3+4 correspondiente al mes  $k$  calculado sobre todos los años y  $n$  es el número disponible de años en el registro de datos de caudal. De acuerdo a lo dicho,  $k$  varía desde Junio del año  $t-1$  a Marzo del año  $t+1$ . En estas funciones se consideran significativos los valores de correlación que superan el valor crítico de Student con un nivel de significancia  $\alpha=0.1$ .

### 5.3. Resultados

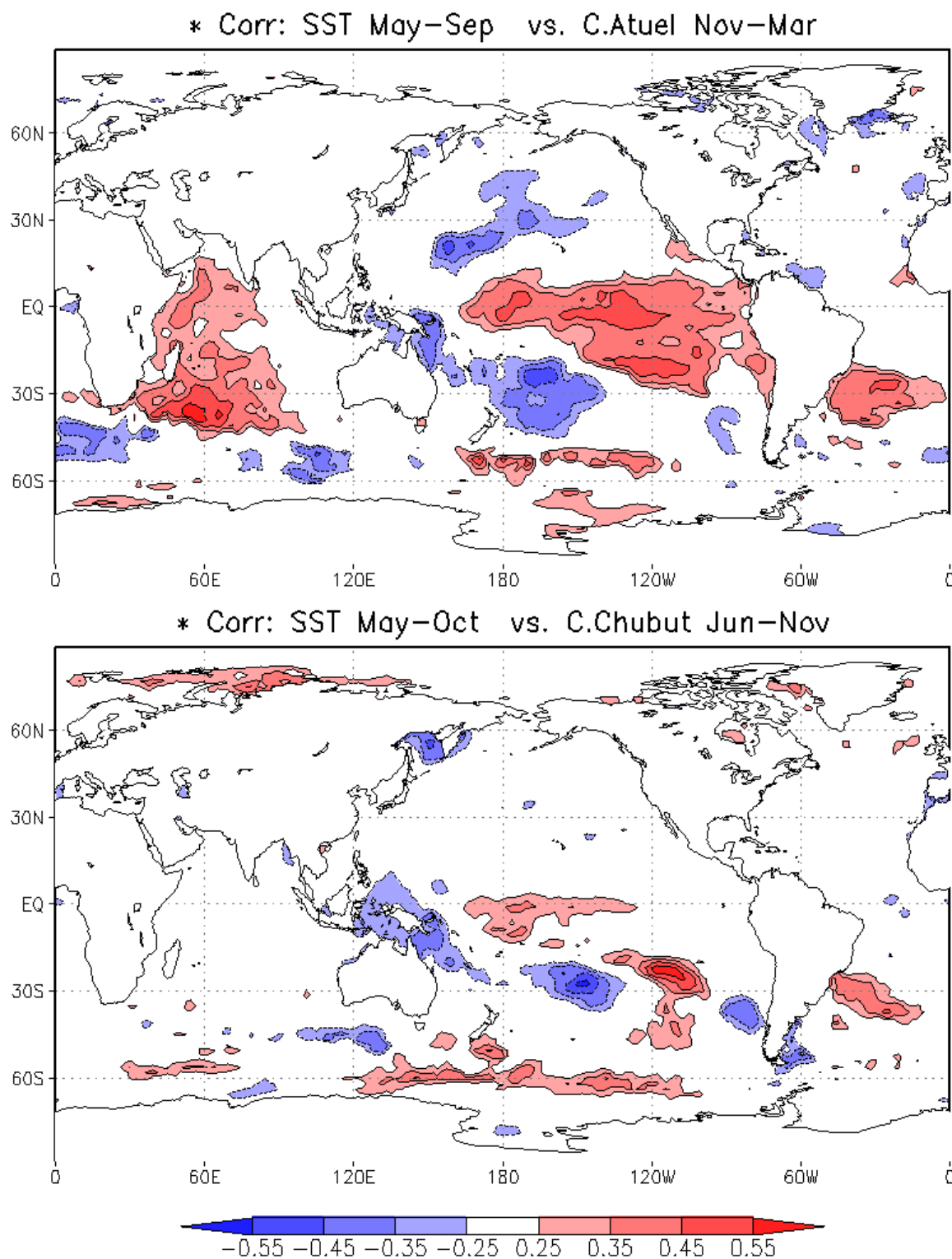
#### 5.3.1. Relaciones entre la TSM y los caudales de los ríos Atuel y Chubut

Las correlaciones entre el caudal medio correspondiente al período de máximos caudales del río Chubut (Junio-Noviembre) y las TSM, se maximizan con un desfase de alrededor de 1 mes (i.e. promedios del período Junio-Noviembre para el caudal del Chubut con promedios del período Mayo-Octubre para las TSM). Análogamente, para el período de máximos caudales del río Atuel (Noviembre-Marzo) dichas correlaciones se maximizan con un desfase de alrededor de 6 meses (i.e. promedios del período Noviembre-Marzo para el caudal del Atuel con promedios del período Mayo-Septiembre anterior para las TSM). Este resultado, junto a lo observado para las variables climáticas analizadas en la sección 3, evidencia el predominio de las condiciones invernales del sistema atmósfera–océano. En consecuencia, las fluctuaciones en escala interanual a decádica de los caudales de ambas regiones serían reflejo de las variaciones de TSM y de la circulación atmosférica durante el período de invierno y principios de primavera, período en el que se centra nuestro presente estudio. Los valores de correlación superiores a 0.25 en módulo resultan significativos al 10% de confianza.

Las correlaciones entre la TSM y los caudales del Chubut y del Atuel (**Figura 22**) muestran, en ambos casos, valores positivos significativos en el área del Pacífico ecuatorial y negativos entre 30° y 60°S, sumado a valores positivos en el Atlántico Sur.

Es de notar que los valores de correlación para el área ecuatorial / tropical, son menores para el río Chubut ( $0.35 < r < 0.45$ ) que para el Atuel ( $0.45 < r < 0.55$ ). En el caso de este último, el área de correlación significativa es mucho mayor y se encuentra





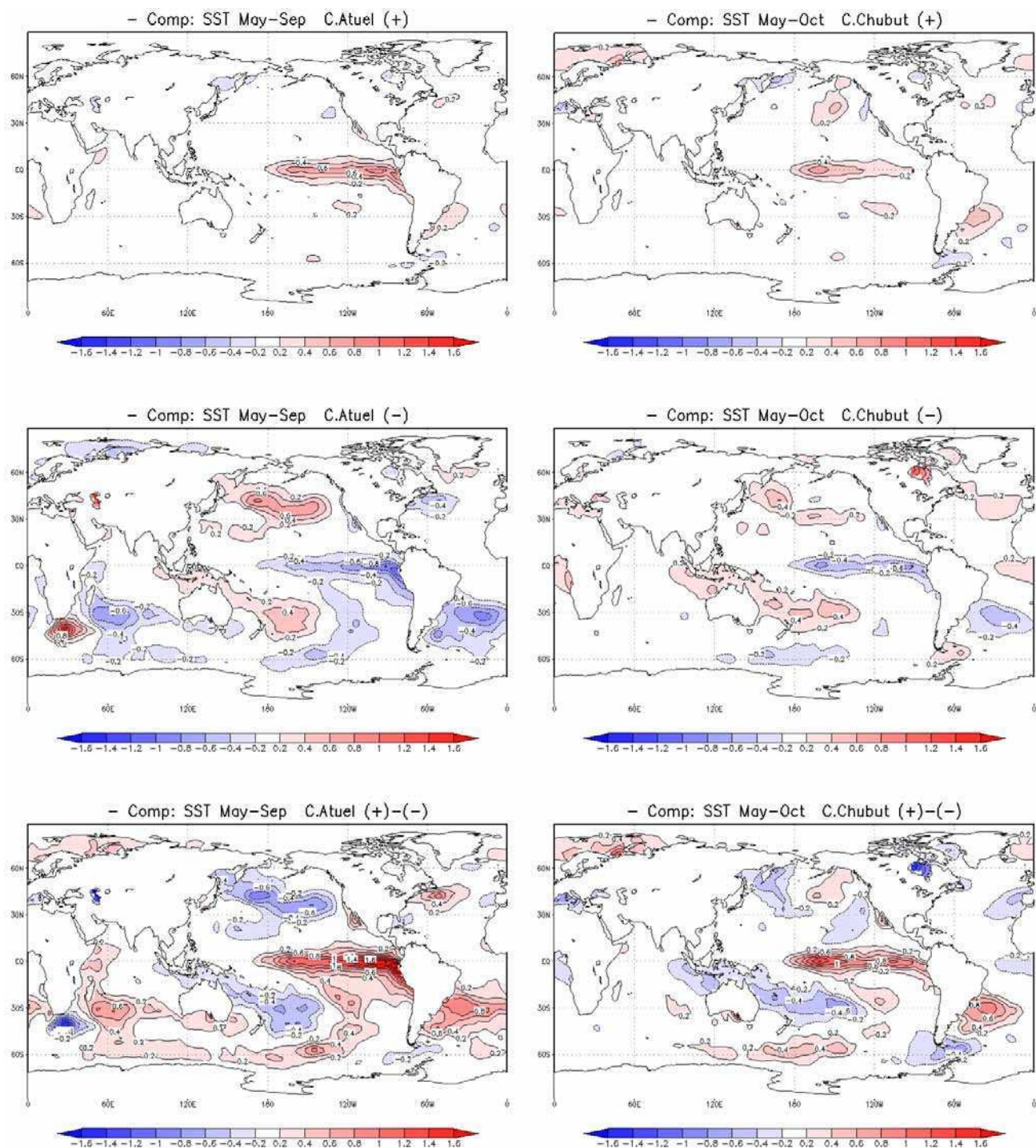
**Figura 22:** Campos de correlaciones entre la TSM y los caudales de los ríos Atuel y Chubut, calculados sobre: TSM media de Mayo-Septiembre y caudal medio de Noviembre-Marzo para Atuel (arriba) y TSM media de Mayo-Octubre y caudal medio de Junio- Noviembre para Chubut (abajo). Sólo se muestran correlaciones significativas el 10%.

claramente ubicada sobre la región de máximas anomalías de TSM durante los extremos del ciclo ENOS. Estas correlaciones son positivas sobre el Pacífico y el Índico y negativas al Norte de Australia, acorde con el típico patrón El Niño / La Niña de anomalías de TSM. En el Chubut esta estructura está ausente sugiriendo escasa o baja relación con el ENOS. En cambio, presenta los mayores valores de correlación con la TSM en el área del Pacífico central en latitudes subtropicales y medias, correlaciones positivas (con máximo  $r > 0.55$ ) entre  $90^\circ$  y  $130^\circ\text{O}$  y negativas (con mínimo  $r < -0.55$ ) entre  $170^\circ$  y  $130^\circ\text{O}$  extendiéndose al Norte de Australia sobre Filipinas, y otra región sobre el sector oriental adyacente a la costa de Chile con menores valores absolutos ( $r < -0.35$ ) junto a correlaciones del mismo signo sobre el sector occidental del Atlántico Sur adyacente a la costa de la Patagonia. La alternancia de centros de correlación significativa negativa y positiva, forma una transecta que va desde el Pacífico Oeste ecuatorial, en las Filipinas, al Sudeste de Patagonia. Esta estructura indica que anomalías negativas (positivas) de TSM en el área de la corriente de Humbolt y en el sector ecuatorial al Norte de Australia en latitudes medias inducen precipitación sobre (bajo) lo normal que conlleva a mayores (menores) derrames en la región I. Comparado con el caso de Atuel, más que las TSM ecuatoriales o subtropicales, en este caso son las TSM de latitudes medias y altas del Pacífico Sur las que se relacionan significativamente con los caudales.

La relación entre los extremos de caudal para estos ríos y la TSM, se estudia a través los campos de composiciones correspondientes a esta variable, para los años mostrados en la Tabla VI, de manera análoga al análisis efectuado en la sección 4.

La **Figura 23** muestra las composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de TSM para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

Para los casos de extremos positivos de caudal, se observan anomalías positivas de TSM sobre el Pacífico ecuatorial para ambos ríos, aunque con valores



**Figura 23:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de TSM para años de exceso (arriba) y déficit (centro) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-October) para caudales del río Chubut (derecha). Los paneles inferiores muestran las diferencias entre estos campos para años de exceso menos años de déficit de caudal (i.e. campos de los paneles superiores menos campos de los paneles centrales) para cada río respectivamente.

mayores para Atuel (i.e. máximos de  $\sim 0.8$  para Atuel y  $\sim 0.6$  para Chubut) y sobre un área más extensa. También se notan anomalías positivas sobre las costas del Sur de Brasil y el río de la Plata. Sin embargo, cabe destacar que aunque en estos casos no se observan anomalías negativas en las adyacencias de Australia y Nueva Zelanda (típicas de los casos de eventos El Niño), se advierten anomalías positivas de TSM en el Pacífico central subtropical ( $\sim 25^{\circ}\text{S}$ – $120^{\circ}\text{O}$ ), que podrían relacionarse con la generación de los movimientos anómalos de ascenso sobre esta región que inducen divergencias en altura y la generación del tren de ondas que atraviesa el continente en forma zonal, como se discutió en la sección anterior. Vera et al. (2000) también encuentran una propagación zonal hacia el Este de actividad de ondas, asociado a anomalías positivas de TSM sobre la región ecuatorial y subtropical central del Pacífico.

En los casos de déficit de caudal, se advierten anomalías de signo contrario a las anteriores. Los patrones observados para ambos ríos corresponden a los habitualmente observados para eventos La Niña, más claramente en el caso de Atuel. Es de destacar que en estos casos, la transecta sobre la que normalmente descansa la ZCPS se encuentra dominada por anomalías positivas de TSM, lo cual contribuye a la intensificación de la actividad convectiva sobre la región con una intensificación anómala de la celda de Walker.

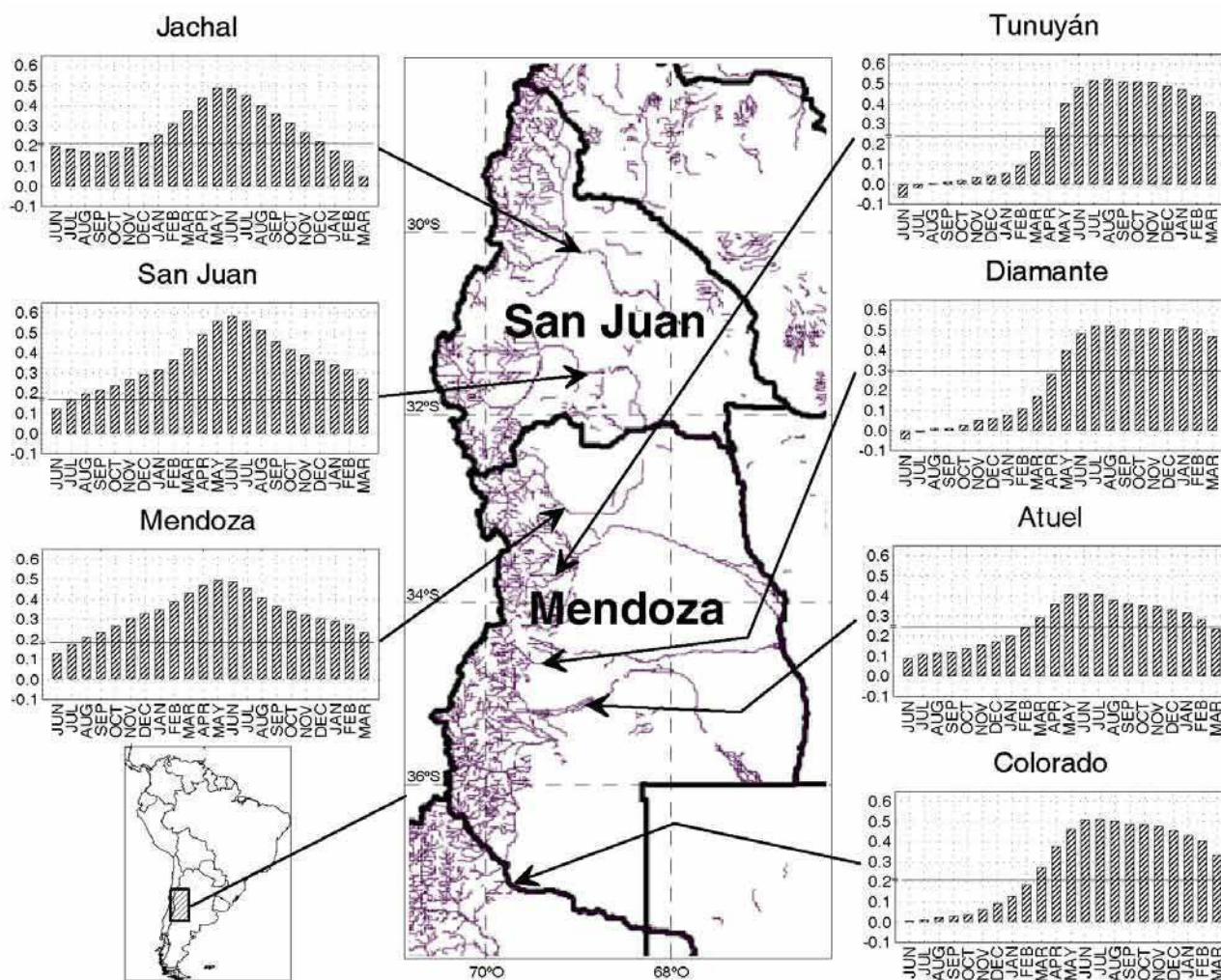
Estos resultados, indican una mayor relación entre los casos de déficit de caudal y eventos La Niña, que entre los casos de exceso de caudal y eventos El Niño.

Los campos de diferencias muestran configuraciones típicas de El Niño, evidenciando aún más la existencia de patrones opuestos para los casos de exceso y déficit de caudal.

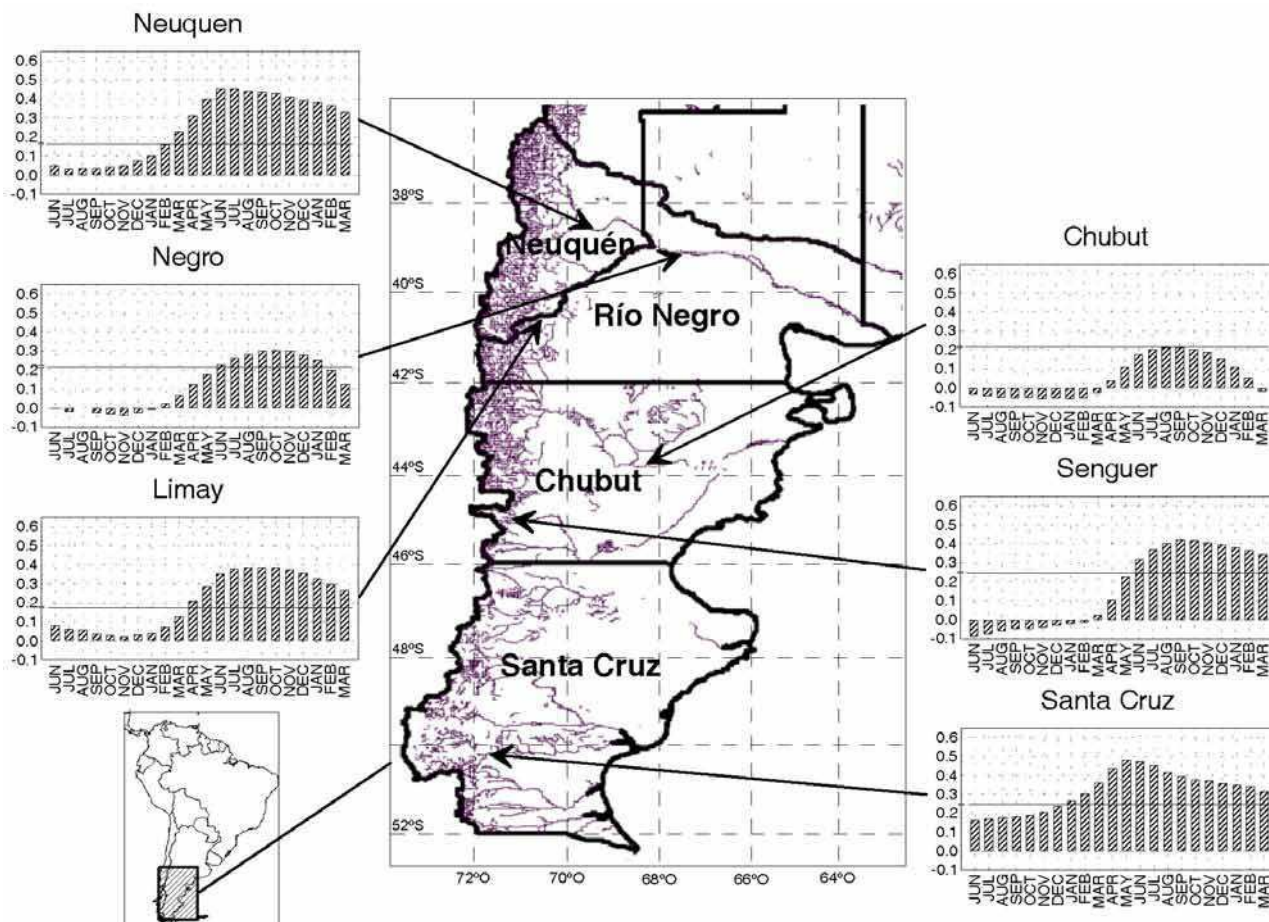
### **5.3.2. Alcances de El Niño / La Niña como variable predictora de los caudales de los ríos andinos**

Las funciones de correlaciones desfasadas  $r(k)$  generadas a partir de la correlación cruzada entre las SEC correspondientes a cada río y el índice Niño3+4, pueden verse en las **Figuras 24** y **25** para las regiones de Cuyo y Patagonia respectivamente, junto a los mapas sobre los que se indica la posición de las





**Figura 24:** Funciones de correlaciones desfasadas correspondientes a los ríos de Cuyo indicando los valores de correlación entre las SEC de cada río (calculadas sobre los meses Octubre-Marzo últimos mostrados en estas funciones) y las anomalías medias de TSM en la región Niño3+4 para cada uno los meses contemporáneos y precedentes. La ubicación de cada estación se señala con flechas sobre el mapa de la región (provincias argentinas de San Juan y Mendoza). Las rectas horizontales continuas indican los coeficientes de correlación críticos al 10% de significancia.



**Figura 25:** Funciones de correlaciones desfasadas correspondientes a los ríos de la Patagonia indicando los valores de correlación entre las SEC de cada río (calculadas sobre los meses Enero-Mayo últimos de la función para el Santa Cruz y Junio-Diciembre últimos de las funciones para los restantes ríos) y las anomalías medias de TSM en la región Niño3+4 para cada uno los meses contemporáneos y precedentes. La ubicación de cada estación se señala con flechas sobre el mapa de la región (provincias argentinas de Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz). Las rectas horizontales indican el valor del coeficiente de correlación crítico al 10% de significancia.

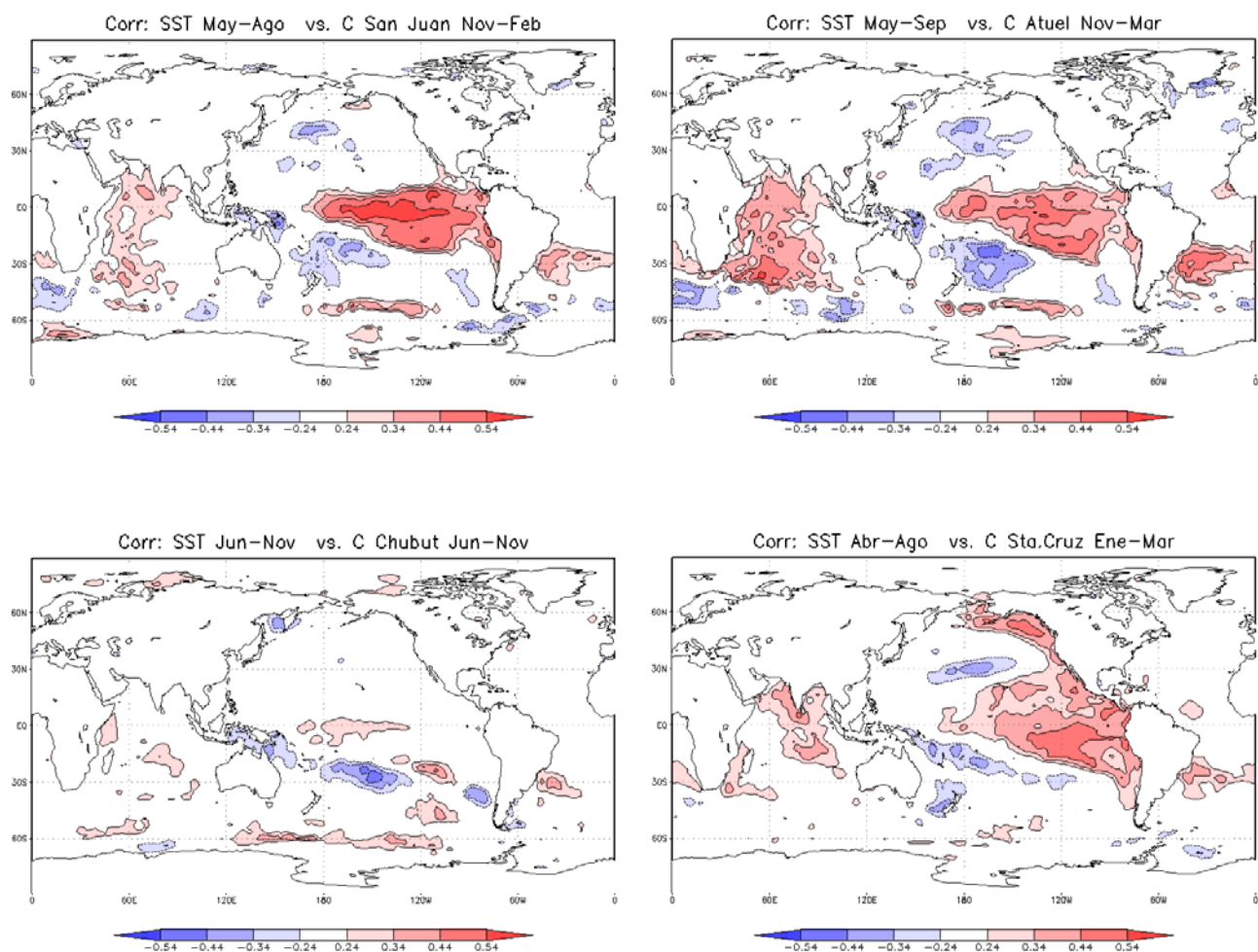


correspondientes estaciones de aforo. El valor de correlación crítico al 10% de significancia se indica en cada función mediante una línea horizontal.

La distribución de las correlaciones varía de Norte a Sur en cada una de las regiones. Para los ríos de la región cuyana (Figura 24), el período de promedio de caudales correspondiente a las SEC (i.e. Octubre-Marzo) coincide con el período maduro de los eventos El Niño / La Niña. Los mayores valores de correlación ocurren con el índice Niño3+4 del período invernal previo. Adicionalmente, se observa que el río San Juan es el que presenta los mayores valores de correlación con un extremo de casi 0.6 para el mes de Junio. Los valores significativos ocurren en el período que va desde Agosto del año previo a Marzo del año siguiente, cuando generalmente finaliza la fase madura de los eventos Niño / Niña. Para el río Jachal las correlaciones son menores y significativas durante un período menor (i.e. de Diciembre del año previo a Noviembre del año en curso), previo a la fase madura del evento. Estos resultados son coherentes con el régimen de estos ríos, que resulta forzado por las nevadas ocurridas durante el invierno previo al período de deshielo. Por ello, las altas correlaciones con el índice Niño3+4 están indicando la conexión entre la variabilidad de la precipitación invernal y las condiciones de TSM del Pacífico ecuatorial durante la estación fría. Hacia el Sur, el río Mendoza continúa mostrando valores de correlación significativos durante el invierno, y pese a que los máximos son menores respecto a los mostrados por el río San Juan, la estructura de ambas funciones de correlaciones es muy similar.

Desde el río Tunuyán al Colorado, la estructura de las funciones de correlación cambia y los valores comienzan a ser significativos en Marzo-Abril del año en curso (i.e. alrededor de 5 meses más tarde que en el caso de los anteriores), alcanzando el máximo en Julio-Agosto y manteniéndose similares hasta febrero; lo cual sugiere la superposición de dos efectos de la señal ENOS sobre el caudal: durante el período invernal, mediante la relación del ENOS con la precipitación y durante el período de primavera-verano, con la temperatura que afecta el derretimiento de nieve.

Dado que las SEC para los ríos cuyanos están calculadas sobre los meses de Octubre a Marzo finales de la función de correlaciones, se observa que la relación de los caudales con las anomalías de TSM en la región Niño3+4 comienza entre 12 y 16 meses



**Figura 26:** (Arriba izquierda) Campo de correlaciones entre los caudales medios del período Noviembre-Febrero del río San Juan y las TSM medias del período Mayo-Agosto precedente. Los valores indicados corresponden a correlaciones significativas al 10% de confianza. (Arriba derecha) Idem panel A pero para los caudales medios del río Atuel sobre el período Noviembre-Marzo y las TSM medias del período Mayo-Septiembre. (Abajo izquierda) Idem panel A pero para los caudales medios del río Chubut y las TSM medias sobre el período Junio-Noviembre. (Abajo derecha) Idem panel A pero para los caudales medios del río Santa Cruz sobre el período Enero-Marzo y las TSM medias del período Abril-Agosto precedente.

antes para el caso de los ríos de la zona Norte y entre 7 y 9 meses antes para los de la zona Sur.

Los ríos Neuquen y Limay (Figura 25), de régimen mixto con aporte de agua de lluvia y derretimiento de nieve acumulada sobre las altas cumbres, muestran series de correlación de estructura similar a los de la zona Sur cuyana, aunque con valores algo menores. Compagnucci y Vargas (1998) mostraron que la precipitación de invierno sobre las cuencas de estos ríos ha perdido la relación con el ENOS que se observa en latitudes menores. La señal del ENOS se pierde para el río Chubut, que no presenta valores significativos de correlación con la serie de Niño3+4 en este diagrama — aunque sí se aprecian coeficientes de correlación significativos en la región Niño3+4 para este río en el mapa de la Figura 22—.

Para el río Senguer las correlaciones vuelven a ser significativas y el río Santa Cruz muestra una serie de correlaciones similar a las correspondientes a los ríos Jachal, San Juan y Mendoza (Figura 24).

Dado que en el caso de los ríos patagónicos entre el Neuquén y el Senguer las SEC fueron calculadas sobre los meses de Julio a Diciembre, se observa que la relación de los caudales con las anomalías de TSM en la región Niño3+4 se da prácticamente en simultáneo (i.e. sin anticipación). En el caso del río Santa Cruz, la SEC fue calculada sobre el período Enero-Mayo y por lo tanto, la relación con la serie de anomalías Niño3+4 se presenta hasta alrededor de 14 meses antes.

El campo de correlaciones entre el caudal estival (Noviembre-Febrero) del río San Juan y la TSM del período invernal (Mayo-Agosto) se muestra en la **Figura 26 a**. Se observan máximos positivos superiores a 0.54 justamente en el área Niño3+4 y valores significativos en todo el Pacífico ecuatorial al Oeste del meridiano de cambio de fecha (180°O). Esto significa que mayores (menores) valores de TSM durante el invierno sobre el área sensitiva al ciclo ENOS, están altamente relacionadas con mayores (menores) precipitaciones de invierno y consecuentemente un mayor (menor) caudal en el verano posterior. Toda la estructura del campo de correlación responde a un patrón típico de El Niño (el inverso para La Niña), ya que las anomalías positivas de TSM del Pacífico ecuatorial están acompañadas por anomalías negativas sobre el sector occidental del Pacífico en latitudes subtropicales y medias tanto del Hemisferio

Norte como del Hemisferio Sur y con altas TSM en el Océano Indico. Los valores positivos se extienden hasta casi 30°S en el Pacífico Sur central y a 40°S sobre la región de la corriente fría de Humbolt (i.e. costa de Chile). El debilitamiento de la corriente fría de Humbolt y los mayores valores de TSM en latitudes correspondientes a la cuenca del río San Juan se relacionan con mayor cantidad de agua precipitable en las masas de aire provenientes del Pacífico. Es de notar que al Sur de 40°S sobre la costa Chilena, la correlación de las TSM con el río San Juan es prácticamente nula y que se invierte sobre el Pasaje de Drake.

En el caso del río Atuel, la **Figura 26 b** muestra el campo analizado en la Figura 22. En general se observan valores de correlación inferiores a los correspondientes al río San Juan en concordancia con los mostrados para la serie Niño3+4 en la función de correlaciones desfasadas de la Figura 24. De todos modos la estructura es similar a la correspondiente al río San Juan, con núcleos negativos más acentuados sobre el Pacífico subtropical de ambos hemisferios y positivos mayores sobre el océano Indico, por lo cual son válidas las mismas conclusiones.

Pese a que, como se ha visto en la Figura 25, no se obtuvieron valores de correlación significativos al correlacionar la serie Niño3+4 con la SEC correspondiente al río Chubut (período Junio-Noviembre), su función de correlación y las correspondientes a sus ríos vecinos (i.e. Limay y Senguer) muestran valores de correlación máximos para los meses correspondientes a los períodos de confección de las SEC (i.e. períodos de máximos caudales: Junio-Noviembre para estos ríos). Consecuentemente, se confeccionó el campo de correlaciones para los caudales del río Chubut del período Junio-Noviembre (SEC) con las TSM —análogo al mostrado en la Figura 22—, el cual se puede ver en la Figura 26 c. Aquí la estructura del campo de correlación varía notoriamente con respecto a la exhibida por los ríos San Juan y Atuel, y no corresponde a los patrones de anomalías de TSM del ciclo ENOS. La relación con las TSM en el Hemisferio Norte, producto de la teleconexión de los eventos ENOS, ha desaparecido. Mientras que en el Pacífico Ecuatorial central y oriental las correlaciones disminuyen notoriamente, en el Pacífico occidental las correlaciones significativas y negativas se intensifican y prolongan hacia latitudes medias del Pacífico Sur. Adicionalmente, en este caso, en el cual las correlaciones entre la TSM y la SEC

correspondiente al Chubut se calculan sin desfase, los coeficientes observados muestran módulos menores que al efectuar las correlaciones con desfase de un mes (ver Figura 22).

Hacia el extremo Sur de la Patagonia, el río Santa Cruz, presenta un campo de correlaciones con la TSM (Figura 26 d) similar, aunque más débil, a los correspondientes a los ríos San Juan y Atuel. Los valores extremos se encuentran notoriamente desplazados hacia el Sur, con un máximo positivo de correlaciones ubicado en latitudes subecuatoriales del hemisferio Sur y otros valores significativos positivos que alcanzan los 45°S sobre la costa de Chile. De todos modos, el campo muestra nuevamente el patrón tipo ENOS observado en los paneles A y B.

En todos los casos se observa una correlación significativamente positiva entre las TSM y los caudales, ubicada en el Pacífico Sur sobre la Corriente Circumpolar Antártica (aproximadamente 60°S).

### **5.3.3. La ocurrencia de eventos El Niño / La Niña y su relación con extremos de caudal del río Atuel**

Como se mencionó, la variabilidad en los caudales del río Atuel —y por ende, de los restantes ríos de la región de Cuyo—, muestra una mayor sensibilidad a las fluctuaciones en la TSM del Pacífico ecuatorial y en especial a la ocurrencia de eventos El Niño / La Niña que el río Chubut y sus vecinos de la región Patagónica Norte. Más aún, las funciones de correlación de la Figura 24 para el Atuel y sus ríos vecinos (i.e. Tunuyán, Diamante y Colorado), muestran valores máximos de correlación que se extienden desde el invierno previo a la estación de máximos caudales hasta el verano siguiente, abarcando la época madura de las perturbaciones de la TSM en el Pacífico ecuatorial que derivan en eventos El Niño o La Niña (i.e. el período de primavera-verano, en el que más frecuentemente se registran las mayores anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial). Sin embargo, existen años clasificados universalmente como “años Niño” (“años Niña”) (Trenberth, 1997) en los cuales se registran extremos negativos (positivos) de caudal en el Atuel, contradiciendo la regla emanada de las correlaciones mostradas en la Figura 22.

La **Tabla VII** muestra una clasificación de años con valores extremos de anomalías de caudal en el río Atuel y eventos El Niño / La Niña. Para la clasificación de años con extremos positivos o negativos de anomalías de caudal, se tomó el registro completo de derrames anuales de la estación La Angostura (período 1906–2000), mostrando en negrita los años cuyas anomalías resultan mayores a  $\sigma$  o menores a  $-\sigma$ ; y entre paréntesis, aquellos cuyas anomalías resultan mayores a  $3/5\sigma$  o menores a  $-3/5\sigma$ . Por otra parte, se consideró año Niño (Niña), aquel que muestra al menos un mes del período primavera–verano con anomalía media en la región Niño3+4 superior (inferior) a  $1^{\circ}\text{C}$  ( $-1^{\circ}\text{C}$ ). Los años que no entran en estos criterios se consideraron de caudal normal y/o neutros respecto de las anomalías de TSM. De esta manera, la clasificación de años Niño / Niña, arroja resultados similares a los presentados por Trenberth (1997) para el período 1950–1997, con excepción de los años 1983 y 1967, considerados como años Niña en este trabajo, pero no considerados por Trenberth ya que en ellos, un solo mes —Febrero de 1968 y Noviembre de 1983— mantiene anomalías de TSM en la región Niño3+4 iguales a  $-1^{\circ}\text{C}$ .

|                      | NIÑO           |                   | NIÑA              |                                | NEUTRO      |
|----------------------|----------------|-------------------|-------------------|--------------------------------|-------------|
| <b>Caudal (+)</b>    | 72 82<br>86 87 | (97)              | 83 84             |                                | 53 80       |
| <b>Caudal (–)</b>    | 68             | (57) (69)<br>(76) | 55 64<br>70 98    | (49) (50)<br>(67) (71)<br>(99) | 56 62<br>96 |
| <b>Caudal Normal</b> | 63 65 91 94 97 |                   | 54 73 74 75 88 95 |                                |             |

**Tabla VII:** Clasificación de años con exceso o déficit de caudal del Atuel (anomalías de derrame anual  $>\sigma$  ó  $<-\sigma$  respectivamente), y con eventos Niño o Niña (presencia de al menos un mes de primavera–verano con anomalía media en la región Niño3+4 superior a  $1^{\circ}\text{C}$  o inferior a  $-1^{\circ}\text{C}$  respectivamente). Entre paréntesis, años cuyas anomalías de derrame anual exceden  $\pm 3/5\sigma$ . Los años corresponden al comienzo del período cálido.

A pesar de los estrictos criterios utilizados para definir las condiciones en el Océano Pacífico ecuatorial y los extremos de caudal, y considerando que los trabajos previos indican una clara relación entre en ENOS y los caudales de la región, existen excepciones notorias. En dos casos 1983/84 y 1984/85 (en la Tabla VII como 83 y 84) la primavera–verano tuvo condiciones de La Niña pero se registraron caudales sobre  $+\sigma$



del valor medio. Por otra parte, durante El Niño de la primavera-verano 1968/69 los caudales fueron mínimos.

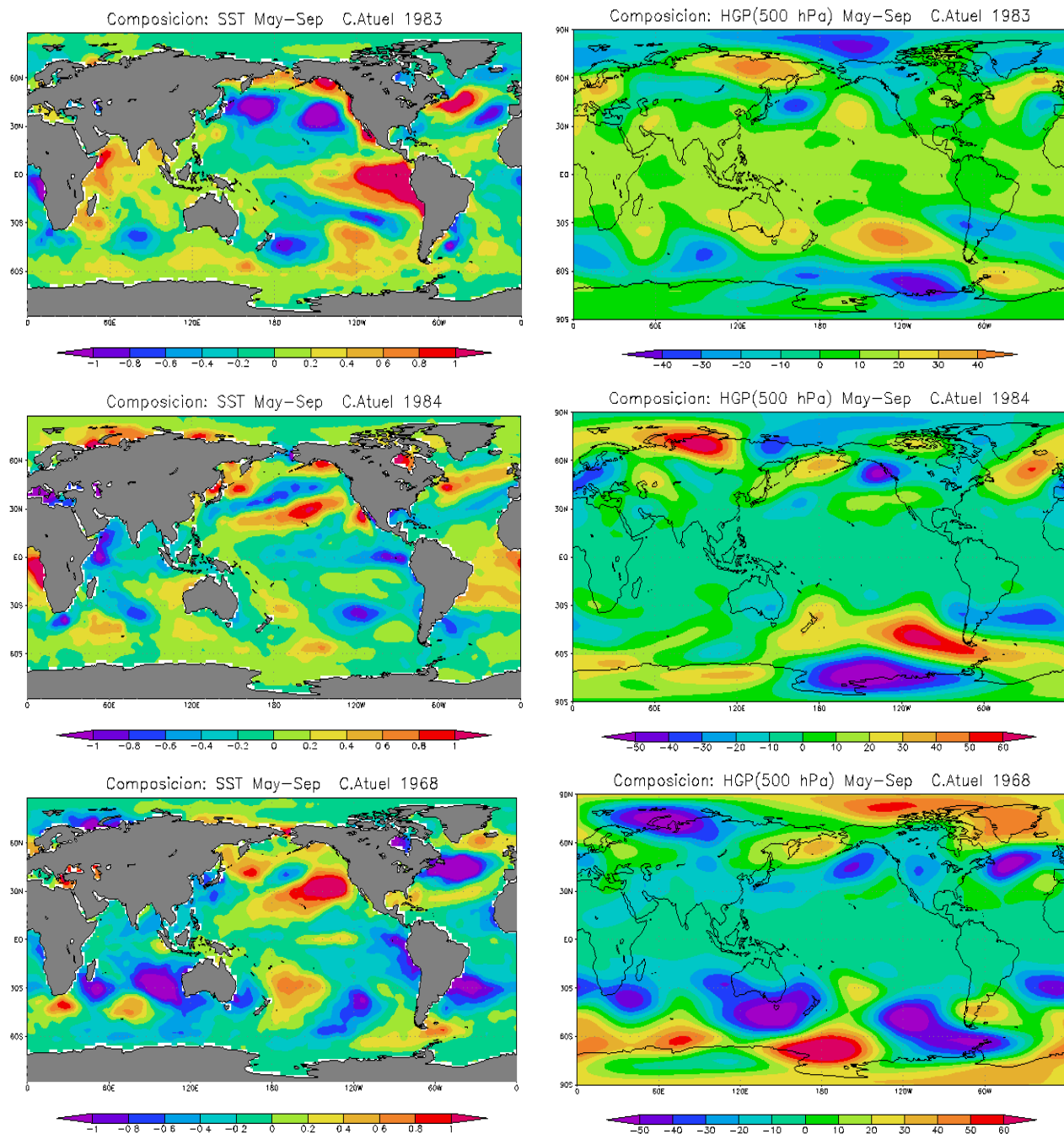
Adicionalmente, en condiciones neutras de TSM, existen cinco años con caudales extremos —dos años con exceso de caudal y tres con déficit—, en oposición a lo que cabría esperarse si las condiciones del ENSO fueran determinantes —i.e. caudales normales para esos años—. Por otra parte, se observa que los caudales normales se registraron casi en igual medida para años El Niño que para La Niña.

### 5.3.3.1. La Niña con máximos caudales extremos

Como hemos visto en secciones anteriores, las anomalías de TSM en el Océano Pacífico ecuatorial son similares a las condiciones de La Niña durante el invierno (Mayo-Septiembre) para años de mínimo caudal, es decir, anomalías negativas entre la costa occidental de Sudamérica y aproximadamente 180°Oeste para el área ecuatorial / subtropical. Por otra parte, la circulación atmosférica presenta como característica relevante una anomalía de baja presión en el Pacífico Sur al sudeste de Sudamérica y otra anomalía de alta a menores latitudes y relativamente a la misma longitud, indicando esta última el fortalecimiento del anticiclón semipermanente del Pacífico Sur.

En la **Figura 27** (arriba) puede verse que las anomalías de TSM del invierno de 1983 difieren notoriamente del esquema propuesto previamente. Las anomalías positivas en el Pacífico ecuatorial que, aunque más débiles, se extienden por la costa hasta el sector Sur del Pacífico Sur, son propias de las condiciones generales de años de máximos caudales y responden al esquema de TSM para eventos El Niño. Por ello, este parecería ser el factor primordial en hacer del año hídrico 1983/84 un caso de máximos caudales extremos.

Por otra parte, aunque el esquema de anomalías de 500 hPa parecería responder a las características de circulación en casos de mínimo caudal, el sistema de acople de alta presión en áreas tropicales y baja en latitudes medias, se encuentra en este caso algo débil y desplazado hacia el Sudeste. A su vez, en el entorno de 30°S, latitud correspondiente a la cuenca del río Atuel, se localiza una anomalía negativa con



**Figura 27:** Composición de anomalías mensuales de TSM (en °C) (izquierda) y de altura geopotencial (en m) de 500 hPa (derecha) para los inviernos (Mayo-Septiembre) de 1983 (arriba), 1984 (centro) y 1968 (abajo).

eje casi zonal y un pequeño mínimo al Oeste de la cordillera, que implica condiciones favorables al ascenso.

La situación durante el invierno de 1984 es diferente (Figura 27 centro). Las anomalías de TSM difieren del esquema propio de El Niño, pero también difieren de las condiciones en situación La Niña. Aunque se observan anomalías negativas en el Pacífico ecuatorial y sobre la costa de Perú y Chile, estas anomalías son débiles, casi de condiciones neutras. Para este caso, son las condiciones de circulación las que parecen determinantes, aún más que para 1983, ya que la anomalía de alta presión sobre el Pacífico Sur se encuentra localizada exactamente al Sudoeste de Sudamérica en 500 hPa —configuración típica para casos de máximo caudal—, encontrándose además acompañada por una anomalía negativa en latitudes subtropicales / medias, situación que genera condiciones de bloqueo sobre el cono Sur de Sudamérica y favorece el ascenso sobre la cuenca del Atuel.

#### **5.3.3.2. El Niño con mínimo extremo de caudal**

Las condiciones de TSM durante el invierno de 1968 difieren notoriamente de las que ocurren durante El Niño. En la Figura 27 (abajo) vemos que para el período Mayo-Septiembre aún no se registran anomalías positivas en el Pacífico ecuatorial, como ocurrirá durante la primavera-verano siguiente. Las anomalías negativas de TSM ocupan el área tropical y subtropical hasta 110°O, generando condiciones similares a La Niña y a las observadas para mínimos caudales. La circulación también presenta marcadamente la típica anomalía de baja presión del Sudoeste de Sudamérica sobre el Pacífico Sur, característica de inviernos con bajas precipitaciones en cordillera, sumado a una anomalía positiva en latitudes medias que favorecería el descenso sobre el área de la cuenca del río.

#### **5.3.3.3. Condiciones Neutras de TSM y máximos caudales**

Los períodos de primavera-verano para 1953/54 y 1980/81 presentaron anomalías de TSM casi nulas en el Pacífico ecuatorial, pudiéndose considerar ambos

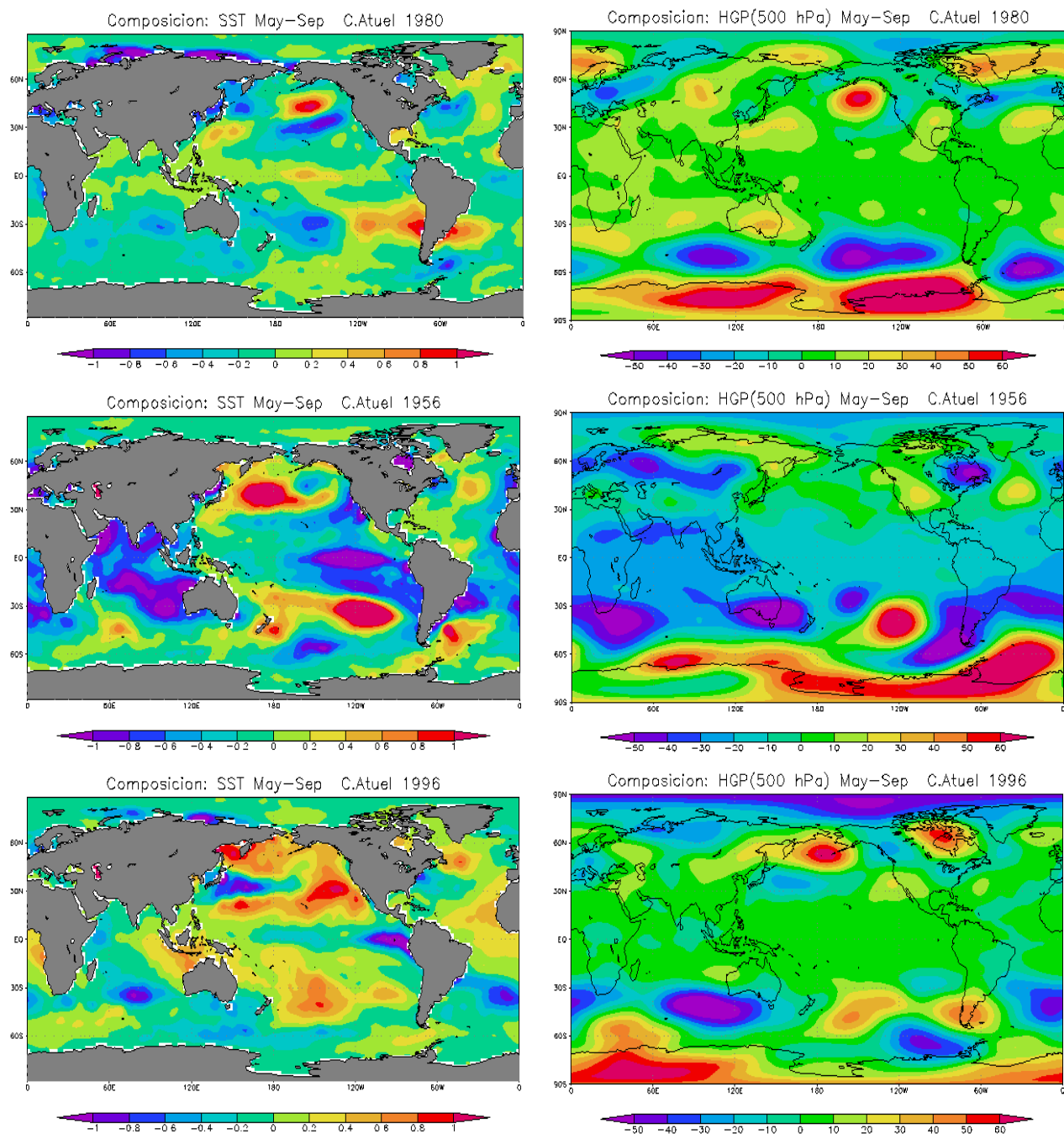
años como neutros. Sin embargo, durante el invierno previo para ambos casos, pueden observarse anomalías positivas de TSM sobre el área ecuatorial / tropical del Pacífico extendiéndose desde 180°O hasta las proximidades de la costa sudamericana alcanzando altas latitudes, con una estructura espacial muy similar a la de El Niño en 1953 (que no se muestra); y con anomalías positivas en latitudes subtropical / medias desde la costa de Sudamérica hasta algo más allá de 120°O durante 1980 (**Figura 28** arriba).

La circulación también es acorde con situaciones propicias a máximos de precipitación invernal y consecuentemente altos valores de caudales durante la primavera-verano siguiente. En 1953 la anomalía negativa de geopotencial en 500hPa sobre la parte Sudoeste de Sudamérica en latitudes medias, que afecta desde 30°S hasta el extremo Sur del continente con centro en el Pacífico Sur, es propia de situaciones con ascenso de las masas de aire sobre el Norte de Patagonia y Cuyo. Por su parte, la circulación para 1980 presenta características similares a aquellas de 1953 (ver Figura 28 arriba), salvo por el hecho de que la anomalía de baja presión estaría algo desplazada hacia el Oeste respecto a la correspondiente de 1953, aunque en ambos casos, forma junto a la alta presión anómala ubicada sobre el Océano Antártico, un sistema de bloqueo que obliga a los sistemas a pasar por latitudes medias y subtropicales, área donde se hallan las anomalías positivas de TSM.

#### **5.3.3.4. Condiciones Neutras de TSM y mínimos caudales**

Por otra parte, las estaciones de primavera-verano de 1956/57, 1962/63 y 1996/97, que presentan condiciones neutras de anomalías de TSM, muestran caudales mínimos. Al analizar las anomalías de TSM de los inviernos previos, se encuentran valores negativos sobre el Pacífico ecuatorial en sendos casos, aunque de diferentes magnitudes. En la Figura 28 (centro y abajo) se presentan los inviernos de 1956 y 1996 respectivamente.

En 1956 las condiciones responsables del mínimo de precipitación sobre la cuenca del Atuel parecen ser las importantes anomalías negativas de TSM, similares a las normalmente observadas durante la fase madura de La Niña, mientras que las



**Figura 28:** Como en la Fig. 27, pero para los años 1980 (arriba), 1956 (centro) y 1996 (abajo).

condiciones de circulación parecerían favorables al ascenso de masas de aire sobre el flanco occidental de la cordillera, ya que se observa un importante mínimo en las anomalías de altura geopotencial de 500hPa.

Inversamente, en 1996 las condiciones de TSM no parecen tan relevantes como en 1956. En este caso, aunque pueden observarse anomalías negativas sobre una angosta franja en el sector ecuatorial, las anomalías en latitudes medias cercanas a la costa de Sudamérica son positivas. Con respecto a la circulación, la anomalía positiva de geopotencial de 500 hPa en latitudes medias sobre el continente estaría inhibiendo el ascenso y sería el factor dominante para las escasas precipitaciones ocurridas.

Finalmente, en caso de considerar los extremos de caudal de acuerdo al criterio más débil de  $\pm 3/5\sigma$  (i.e. años entre paréntesis en la Tabla VII), los resultados no siempre coinciden con la descripción hecha para los años seleccionados en base al criterio más estricto de  $\pm\sigma$  (i.e. años en negrita en la Tabla VII).

#### 5.4. Conclusiones

Sobre la base de los resultados obtenidos y en relación con la variabilidad de los caudales de los ríos andinos argentinos y su vinculación con las fluctuaciones de la TSM y el ciclo ENOS, podrían distinguirse cuatro subregiones que contienen a los ríos estudiados: la región Cuyo Norte, que involucra los ríos Jachal, San Juan y Mendoza; la región Cuyo Sur, con los ríos Tunuyán, Diamante, Atuel y Colorado; la región Patagonia Norte, que contiene a los ríos Neuquén, Negro, Limay, Chubut y Senguer; y la región Patagonia Sur con el río Santa Cruz.

La variabilidad de la TSM en la región Niño3+4 se encuentra significativamente relacionada con las fluctuaciones en los caudales de los ríos de las regiones Cuyo Norte y Patagonia Sur con un máximo de alrededor de 14 meses de antelación, mientras que este plazo se reduce a alrededor de 8 meses en el caso de los ríos de Cuyo Sur. Adicionalmente, los ríos de la región Patagonia Norte mantienen una relación simultánea con las TSM en la zona Niño3+4.

Los ríos de la región de Cuyo podrían verse afectados por las fluctuaciones del ciclo ENOS a través de su relación con la posición e intensidad del anticiclón del



Pacífico que, como se vio en la sección 4, regula el ascenso de masas de aire húmedo hacia las altas cumbres de la cordillera donde se encuentran las nacientes de estos ríos. Durante años de eventos El Niño (La Niña) en que se debilita (fortalece) el anticiclón del Pacífico Sur, se ven afectados principalmente los ríos de la zona al Norte del Colorado. En la cuenca activa de estos ríos la precipitación es invernal y primordialmente nívea, por lo que la intensidad de dicho anticiclón durante el invierno juega un papel primordial en la variabilidad de la cantidad de nieve caída en las altas cumbres y consecuentemente en las fluctuaciones del caudal estival de los ríos de la región.

Para los meses del invierno previo al período maduro de un evento Niño (Niña), el gradiente meridional de temperatura sobre el Pacífico es mayor y la perturbación provocada por las anomalías positivas (negativas) de TSM en el área Niño3+4 afectan la fuente de ondas de Rossby y las condiciones que encuentra la onda al propagarse hacia latitudes medias (Trenberth, 1993). Más específicamente, las anomalías de TSM registradas sobre el Pacífico ecuatorial, central subtropical y sobre las adyacencias de Australia y Nueva Zelanda, podrían relacionarse con los sistemas de origen térmico mencionados en la sección 4 sobre estas regiones, los cuales inducirían la propagación de las ondas que ayudan a mantener las anomalías positivas (negativas) de presión al SO del continente y negativas (positivas) frente a las costas de Chile, responsables del superávit (déficit) de caudal en los ríos estudiados, como se discutió anteriormente.

Las excepciones analizadas al estudiar la vinculación entre los caudales del río Atuel y la ocurrencia de eventos El Niño / La Niña, nos llevan a reconsiderar la relación entre los caudales de los ríos andinos para el área entre 30°S y 40°S y el ciclo ENOS. Las anomalías de TSM para el área del océano Pacífico ecuatorial parecen ser relevantes en la definición de la variabilidad de los caudales y sobre todo en su posible pronóstico. Sin embargo debe tenerse en cuenta que las condiciones de TSM que se observan durante la fase madura (primavera-verano del Hemisferio Sur) no resultan tan importantes. En cambio, parecerían definitorias las condiciones de TSM durante el invierno previo. Por lo tanto un pronóstico de El Niño o La Niña podría por sí sólo llevar a una predicción errónea de los caudales, de no tenerse en cuenta también la evolución del evento, en especial cuando se pasa en forma relativamente abrupta de

condiciones El Niño a La Niña —o viceversa— hacia fines de invierno y/o primavera. En otras palabras, no siempre se cumple que años con exceso (déficit) de caudal se encuentren asociados a veranos en los que se observan estructuras de anomalías de TSM similares a las correspondientes a El Niño (La Niña) cuando, durante el invierno previo, las anomalías de geopotencial de 500 hPa exhiben un centro positivo (negativo) al Sudoeste de Sudamérica (de acuerdo a lo discutido en la sección 4). Por otra parte, en caso de pronóstico de situaciones neutras para la TSM, es sin embargo posible que la circulación actúe tanto favorable como desfavorablemente a la generación de precipitaciones en cordillera, de acuerdo a los modelos presentados en la sección anterior. Lamentablemente, como la predictabilidad de las anomalías de circulación es menor que la correspondiente a las anomalías de TSM, este factor dificulta el pronóstico a largo plazo, representando una potencial fuente de error.

Por último, el aumento de la señal del ENOS sobre los ríos del extremo Sur de la Patagonia podría adjudicarse a una relación indirecta. De acuerdo con Yuan y Martinson (2000), las condiciones de hielo marino sobre los mares de Amundsen–Bellingshausen y la circulación asociada, también se encuentran relacionadas con el ciclo ENOS. Estas condiciones de altas latitudes podrían afectar los caudales del extremo Sur de Patagonia. La correlación significativa positiva entre el caudal de los ríos estudiados y la TSM sobre el Pacífico en 60°S, se encuentra localizada sobre la Corriente Circumpolar Antártica lo cual pondría en evidencia cierta relación entre la variabilidad en las condiciones de esta corriente y la de los caudales.

## 6. DIFERENCIAS EN LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADA A EXTREMOS OPUESTOS DE CAUDAL EN LOS RÍOS ATUEL Y CHUBUT

### 6.1. Introducción

Como fuera analizado en la sección 2, las marchas de derrames anuales correspondientes a los ríos Atuel y Chubut presentan una baja correlación, resultando menor al 11% la varianza explicada entre ambas serie de escurrimiento. A pesar de este hecho, existen varios años que muestran anomalías extremas (i.e. mayores a  $\sigma$  y menores a  $-\sigma$ ) del mismo signo para ambos ríos, de acuerdo a lo mostrado en la Tabla VI, y sólo un año (i.e. 1986) en el cual las anomalías presentan valores extremos opuestos para cada río (i.e. mayores a  $\sigma$  para el Atuel y menores a  $-\sigma$  para Chubut) (ver Figura 9).

Por otra parte, como se ha observado en la sección 4, los campos de diferencias entre *Atuel*(+) menos *Atuel*(-) y *Chubut*(+) menos *Chubut*(-), en los que se realzan las características observadas para los casos de exceso y déficit de caudal de cada río, con el signo correspondiente a los casos de superávit y signo contrario al correspondiente a los casos de déficit, parecen muy similares entre sí, sugiriendo que los patrones de circulación atmosférica responsables de un extremo de caudal en uno de ambos ríos, sería también responsable de la misma anomalía en el otro río (ver Figuras 13, 14 y 15).

En esta sección se analizan patrones de circulación asociados anomalías extremas de caudal de signos opuestos entre los ríos Atuel y Chubut, con el fin de revelar las características generales de la circulación atmosférica invernal responsable de la ocurrencia de años con exceso de caudal en la zona de Cuyo y déficit en Patagonia Norte, o viceversa.

El análisis se realiza en escala estacional a diaria, estudiando además la frecuencia del pasaje de ondas baroclínicas sobre la región cordillerana (más específicamente, Cuyo y Patagonia Norte) durante los inviernos correspondientes a años con anomalías extremas de caudal de igual signo en ambos ríos.

## 6.2. Datos y metodologías

Para el análisis de la circulación atmosférica y variables meteorológicas se utilizan datos medios mensuales y diarios de altura geopotencial (HGP, en mgp), vector viento (V, en m/s) y humedad específica (H, en g/kg) en los niveles de 1000, 850, 500 y 300 hPa, y de Potencial de Velocidad (Chi, m<sup>2</sup>/s) y Función Corriente (Psi, m<sup>2</sup>/s) en los niveles sigma 0.995 y 0.2101, con una cobertura global en un enrejado regular de 2.5°×2.5° de latitud-longitud, correspondientes al Reanálisis 1 de NCEP provistos por el Centro de Diagnóstico Climático de la NOAA.

Como se mencionó, si bien los campos de diferencias entre *Atuel*(+) menos *Atuel*(-) y *Chubut*(+) menos *Chubut*(-) (i.e. paneles inferiores de las Figuras 13, 14 y 15), en los que se realzan las características de los casos de exceso de caudal, parecen muy similares, aparecen diferencias interesantes al restarlos.

A partir de los campos de diferencias entre las composiciones correspondientes a los casos *Atuel* con exceso y déficit de caudal (i.e. [*Atuel*(+)–*Atuel*(-)]) y los casos análogos correspondientes al río *Chubut* (i.e. [*Chubut*(+)–*Chubut*(-)]), se determina un patrón medio de circulación asociado a exceso de caudal en *Atuel* y déficit en *Chubut*, mediante la diferencia:

$$[Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chubut(+)-Chubut(-)]$$

El modelo con signos opuestos al anterior estaría asociado a las situaciones contrarias (i.e. exceso de caudal en *Chubut* y déficit en *Atuel*).

Este modelo se compara luego, a modo de ejemplo, con las composiciones análogas obtenidas para 1986 (único año en el que se registra un evento de anomalía de caudal de más de  $\sigma$  en *Atuel* y de menos de  $-\sigma$  en *Chubut*), 1987 (que presenta anomalías de igual signo que el caso anterior pero no menores a  $-\sigma$  para *Chubut*) y para 1971 (en el cual se observan anomalías de escurrimiento de signo inverso al caso anterior, aunque con valores absolutos no tan altos) (ver Figura 9).

Por otra parte, también se analizan los diagramas Hovmoller correspondientes al módulo del gradiente horizontal anómalo de espesores 1000–500 hPa y la anomalía

diaria de altura geopotencial en el período Mayo-Octubre para 1986, 1987 y 1971. Las anomalías se calculan con respecto a la climatología 1968–1996 sobre el período Mayo–Octubre de cada año. Dado que el gradiente horizontal de espesores es un indicador de las variaciones espaciales sobre el plano horizontal de la temperatura media de la capa 1000–500 hPa, su módulo se maximiza a lo largo de las bandas frontales o sobre

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x'_{1,1} & x'_{1,2} & x'_{1,3} & \cdots & x'_{1,n-k+1} & y'_{1,1} & y'_{1,2} & y'_{1,3} & \cdots & y'_{1,n-k+1} \\ x'_{2,1} & x'_{2,2} & x'_{2,3} & \cdots & x'_{2,n-k+1} & y'_{2,1} & y'_{2,2} & y'_{2,3} & \cdots & y'_{2,n-k+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x'_{m,1} & x'_{m,2} & x'_{m,3} & \cdots & x'_{m,n-k+1} & y'_{m,1} & y'_{m,2} & y'_{m,3} & \cdots & y'_{m,n-k+1} \\ x'_{1,2} & x'_{1,3} & x'_{1,4} & \cdots & x'_{1,n-k+2} & y'_{1,2} & y'_{1,3} & y'_{1,4} & \cdots & y'_{1,n-k+2} \\ x'_{2,2} & x'_{2,3} & x'_{2,4} & \cdots & x'_{2,n-k+2} & y'_{2,2} & y'_{2,3} & y'_{2,4} & \cdots & y'_{2,n-k+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x'_{m,2} & x'_{m,3} & x'_{m,4} & \cdots & x'_{m,n-k+2} & y'_{m,2} & y'_{m,3} & y'_{m,4} & \cdots & y'_{m,n-k+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x'_{1,k} & x'_{1,k+1} & x'_{1,k+2} & \cdots & x'_{1,n} & y'_{1,k} & y'_{1,k+1} & y'_{1,k+2} & \cdots & y'_{1,n} \\ x'_{2,k} & x'_{2,k+1} & x'_{2,k+2} & \cdots & x'_{2,n} & y'_{2,k} & y'_{2,k+1} & y'_{2,k+2} & \cdots & y'_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x'_{m,k} & x'_{m,k+1} & x'_{m,k+2} & \cdots & x'_{m,n} & y'_{m,k} & y'_{m,k+1} & y'_{m,k+2} & \cdots & y'_{m,n} \\ x''_{1,1} & x''_{1,2} & x''_{1,3} & \cdots & x''_{1,n-k+1} & y''_{1,1} & y''_{1,2} & y''_{1,3} & \cdots & y''_{1,n-k+1} \\ x''_{2,1} & x''_{2,2} & x''_{2,3} & \cdots & x''_{2,n-k+1} & y''_{2,1} & y''_{2,2} & y''_{2,3} & \cdots & y''_{2,n-k+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x''_{m,1} & x''_{m,2} & x''_{m,3} & \cdots & x''_{m,n-k+1} & y''_{m,1} & y''_{m,2} & y''_{m,3} & \cdots & y''_{m,n-k+1} \\ x''_{1,2} & x''_{1,3} & x''_{1,4} & \cdots & x''_{1,n-k+2} & y''_{1,2} & y''_{1,3} & y''_{1,4} & \cdots & y''_{1,n-k+2} \\ x''_{2,2} & x''_{2,3} & x''_{2,4} & \cdots & x''_{2,n-k+2} & y''_{2,2} & y''_{2,3} & y''_{2,4} & \cdots & y''_{2,n-k+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x''_{m,2} & x''_{m,3} & x''_{m,4} & \cdots & x''_{m,n-k+2} & y''_{m,2} & y''_{m,3} & y''_{m,4} & \cdots & y''_{m,n-k+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x''_{1,k} & x''_{1,k+1} & x''_{1,k+2} & \cdots & x''_{1,n} & y''_{1,k} & y''_{1,k+1} & y''_{1,k+2} & \cdots & y''_{1,n} \\ x''_{2,k} & x''_{2,k+1} & x''_{2,k+2} & \cdots & x''_{2,n} & y''_{2,k} & y''_{2,k+1} & y''_{2,k+2} & \cdots & y''_{2,n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x''_{m,k} & x''_{m,k+1} & x''_{m,k+2} & \cdots & x''_{m,n} & y''_{m,k} & y''_{m,k+1} & y''_{m,k+2} & \cdots & y''_{m,n} \end{pmatrix}$$

sectores con alta inestabilidad baroclínica, resultando un índice confiable para la cuantificación de este tipo de inestabilidad.

Adicionalmente, con el propósito de identificar los principales patrones sinópticos que dan como resultado los campos medios de circulación obtenidos para los años 1986 y 1971, se efectúa un Análisis de Secuencias Principales (ASP) no rotadas (Compagnucci y Araneo, 2001), aplicado en forma integrada a las alturas

geopotenciales de 1000 y 500 hPa, considerando conjuntamente los períodos Mayo–Octubre de cada año. Más específicamente, los campos diarios de HGP de 1000 y 500 hPa son previamente estandarizados (i.e. a cada punto del campo se resta el valor medio y se divide luego por el desvío estándar de entre todos los puntos del propio campo) a fin de obtener campos idénticos a los originales pero con magnitudes comparables entre ambos niveles. Luego se confeccionan con ellos secuencias de 5 días, las cuales son posteriormente dispuestas en un arreglo matricial de modo que cada columna posea una secuencia de 1000 hPa e inmediatamente debajo la secuencia de 500 hPa correspondiente. De esta manera se produce la matriz  $\mathbf{X}$  que se muestra en el esquema, donde  $k=5$  es el número de campos de cada secuencia,  $n=184$  es el número de días para el período Mayo–Octubre,  $m=1035$  es el número de puntos de observación en el área seleccionada (i.e.  $[70^{\circ}-15^{\circ}]S \times [140^{\circ}-30^{\circ}]O$ ), las  $x$  corresponden a las HGP del año 1971 mientras que las  $y$  a las del año 1986, y las primas indican datos correspondientes al nivel de 1000 hPa mientras que las primas dobles al nivel de 500 hPa. Esta matriz se utiliza como matriz de entrada en el ASP, siguiendo luego con el procedimiento habitual detallado en Compagnucci y Araneo, 2001.

Por último, los módulos del gradiente horizontal de espesores 1000–500 hPa se promediaron en el recinto  $[55^{\circ}-30^{\circ}]S \times [90^{\circ}-65^{\circ}]O$  para cada día de los períodos Mayo–Octubre de cada año con exceso o déficit de caudal en ambos ríos (Atuel y Chubut), obteniéndose series temporales a las cuales se calcularon luego los espectros de Blackman–Tukey con ventana de Parzen (Otnes, 1972), junto al correspondiente espectro teórico de ruido rojo (continuo nulo) y bandas de significancia del 10%; con el objeto de identificar diferencias en la frecuencia de pasajes frontales u ondas baroclínicas sobre la región en cuestión.

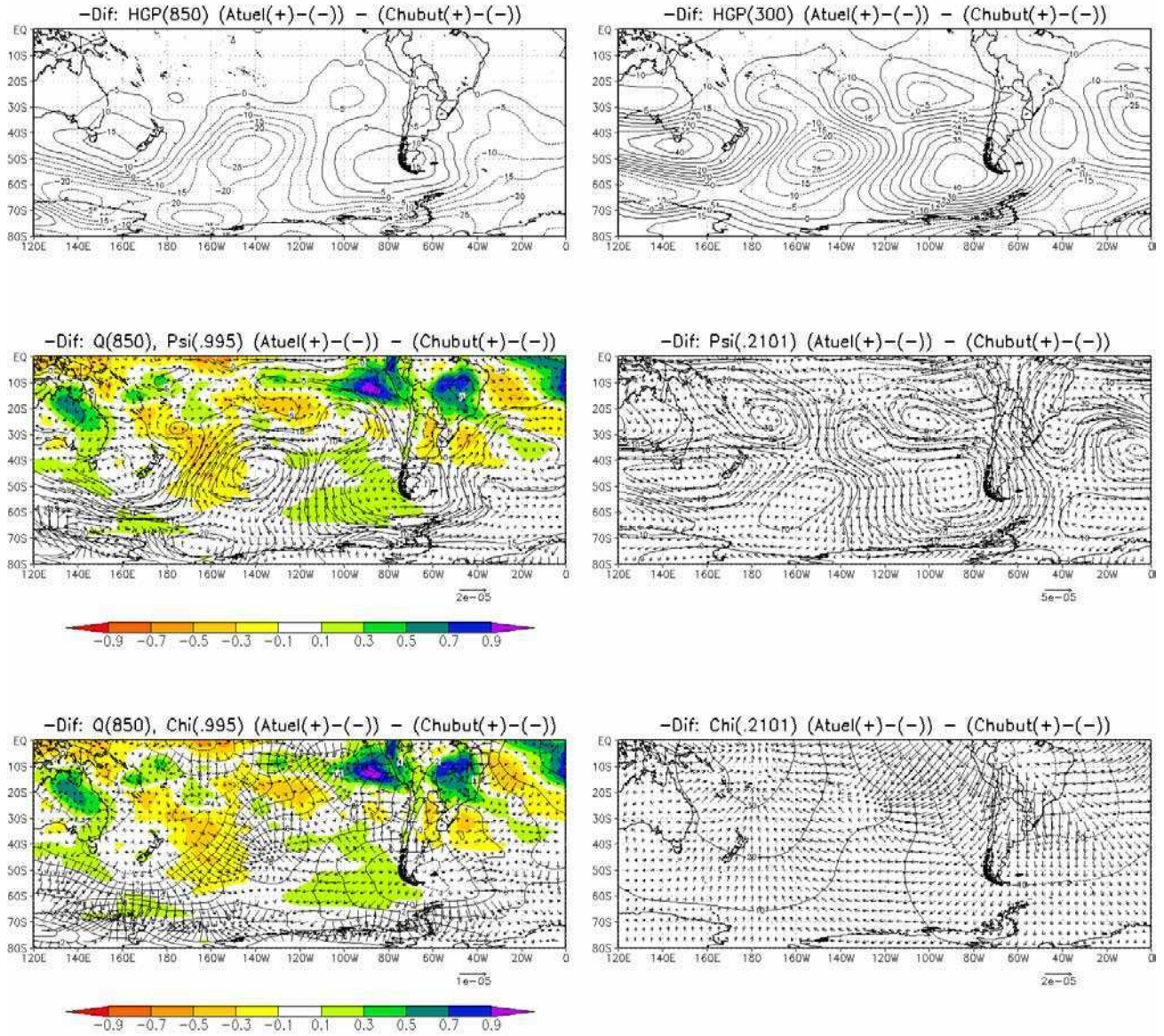


### 6.3. Resultados

#### 6.3.1. Campos de diferencias [Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chutut(+)-Chubut(-)]

Las diferencias  $[Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chubut(+)-Chubut(-)]$  pueden verse en la **Figura 29** para HGP de 850 (panel superior izquierdo) y 300 hPa (panel superior derecho), H en 850 hPa (paneles central e inferior izquierdos), función corriente y componente rotacional del viento en  $\sigma=0.995$  (panel central izquierdo) y  $\sigma=0.2101$  (panel central derecho), y potencial de velocidad y componente divergente del viento en  $\sigma=0.995$  (panel inferior izquierdo) y  $\sigma=0.2101$  (panel inferior derecho).

La HGP muestra un debilitamiento del Anticiclón Semipermanente del Pacífico, con una sucesión de centros de anomalías negativas que dominan el Pacífico central atravesándolo en dirección SO-NE desde la Costa Jorge V y el mar de Ross en el continente antártico hasta las cercanías de la costa Norte de Chile ( $\sim 25^{\circ}\text{S}$ - $100^{\circ}\text{O}$ ), con un núcleo muy intenso en  $\sim 45^{\circ}\text{S}$ - $140^{\circ}\text{O}$ , rodeando una anomalía positiva que se interpone en el natural flujo de los Oestes en  $\sim 50^{\circ}\text{S}$  abarcan el Sur de la Patagonia y extendiéndose sobre el Océano al Oeste del Pasaje de Drake. Al Este de la Cordillera Central, en niveles bajos, se instala una alta presión relativa con anomalías de menor intensidad. Los Oestes se encuentran retirados hacia el Sur en el Pacífico, atravesando la Península Antártica y luego retomando su normal posición sobre el Atlántico, el cual se encuentra dominado por anomalías negativas que se extienden desde el mar de Weddell. Al sur del mar de Tasmania se ubica un centro de anomalías positivas que, junto a la baja presión anómala sobre la Costa Jorge V, induce la intensificación de los Oestes en sus latitudes normales al Sur de Australia y Nueva Zelanda. En altura el campo de anomalías de geopotencial muestra características muy similares a su par de superficie, sugiriendo la estructura quasi-barotrópica de los sistemas anómalos descritos; a excepción de la anomalía positiva al Sur de Sudamérica, la cual se observa notoriamente retirada hacia el Oeste respecto de su par de superficie, induciendo una fuerte advección de vorticidad positiva sobre la región patagónica con la consecuente subsidencia sobre la región.



**Figura 29:** Diferencias  $[Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chubut(+)-Chubut(-)]$  para la altura geopotencial de 850 (arriba izquierda) y 300 hPa (arriba derecha) (en m), humedad específica en 850 hPa (paneles central e inferior izquierdos) (sombreado, en  $g\ kg^{-1}$ ); función corriente y componente rotacional del viento en  $\sigma=0.995$  (centro izquierda) y  $\sigma=0.2101$  (centro derecha), y potencial de velocidad y componente divergente del viento en  $\sigma=0.995$  (abajo izquierda) y  $\sigma=0.2101$  (abajo derecha) (contornos en  $10^5\ m^2\ s^{-1}$  y vectores en  $10^5\ m\ s^{-1}$ ).

Las circulaciones asociadas pueden verse en los mapas correspondientes a la función corriente de los paneles centrales, junto a las anomalías de humedad específica en niveles bajos. Las bajas presiones anómalas sobre el Pacífico central junto a la anomalía positiva sobre el Sur de Sudamérica, producen una fuerte corriente con componente anómala del Norte sobre la porción oriental del océano, que arrastra humedad desde latitudes tropicales hacia la región de Cuyo y mar de Bellinghausen, aumentando fuertemente los contenidos de vapor en capas bajas frente a las costas de Perú y sobre el flanco occidental del Pasaje de Drake. Por el contrario, al Este de Nueva Zelanda, una fuerte corriente anómala del Sur inducida por la presencia de la anomalía negativa de geopotencial sobre el Pacífico central y la positiva sobre el Sur del mar de Tasmania, produce marcadas anomalías negativas de humedad sobre el Pacífico occidental —en latitudes medias— y central —en latitudes subtropicales—. Por otra parte, también se observan anomalías negativas de humedad frente a las costas del Sur de Brasil, debido a las corrientes anómalas con componente del Sur generadas entre los centros negativos de anomalías de geopotencial en el Atlántico y su par de anomalías positivas sobre el Sur de Patagonia. Los campos de circulación de altura responden a la ubicación de los centros de anomalías de geopotencial correspondientes.

El campo de viento divergente revela los patrones de convergencia y divergencia asociados a los sistemas anómalos mencionados. En niveles bajos, la convergencia inducida por la presencia de las bajas presiones anómalas frente a las costas del Norte de Chile y Perú, refuerza la concentración de humedad sobre esta región que luego es advectada hacia la región de Cuyo. Por otra parte, sobre Australia, la convergencia debida probablemente al calentamiento diferencial del continente, provoca el mismo efecto. Por el contrario, frente a las costas del Sur de Brasil se observa un pequeño centro de divergencias anómalas que refuerzan la reducción del contenido de humedad sobre esta región, junto a otro de convergencias al Norte que favorece la generación de una banda de anomalías positivas de humedad en la región de la Zona de Convergencias del Atlántico Sur (SACZ). En altura se aprecia un dipolo formado por un núcleo de divergencias anómalas sobre Brasil que da cuenta de la intensificación de la convección naturalmente observada sobre esta zona y sobre la

SACZ; junto a otro de convergencias que, asociado a un centro de divergencias en superficie sobre el mismo área, sugiere el debilitamiento de la actividad de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) sobre esta región, con una notoria reducción del contenido de humedad en niveles bajos.

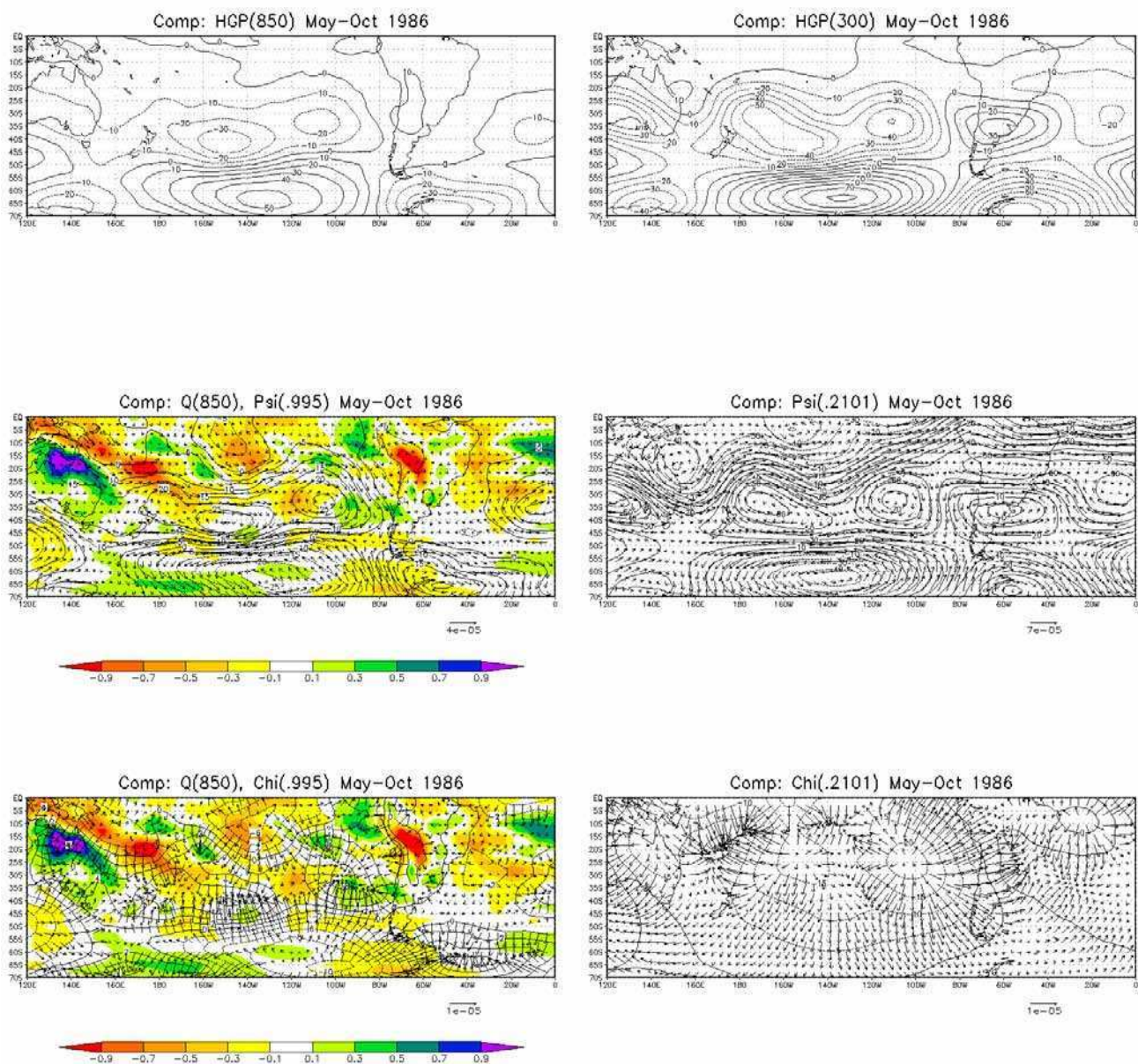
Los patrones de circulación descritos en los campos de esta figura, serían los asociados a condiciones conjuntas *Atuel*(+) y *Chubut*(-). El esquema asociado a las condiciones contrarias sería aquel que presenta signos opuestos.

### 6.3.2. Anomalías estacionales para Mayo–Octubre de 1986, 1987 y 1971

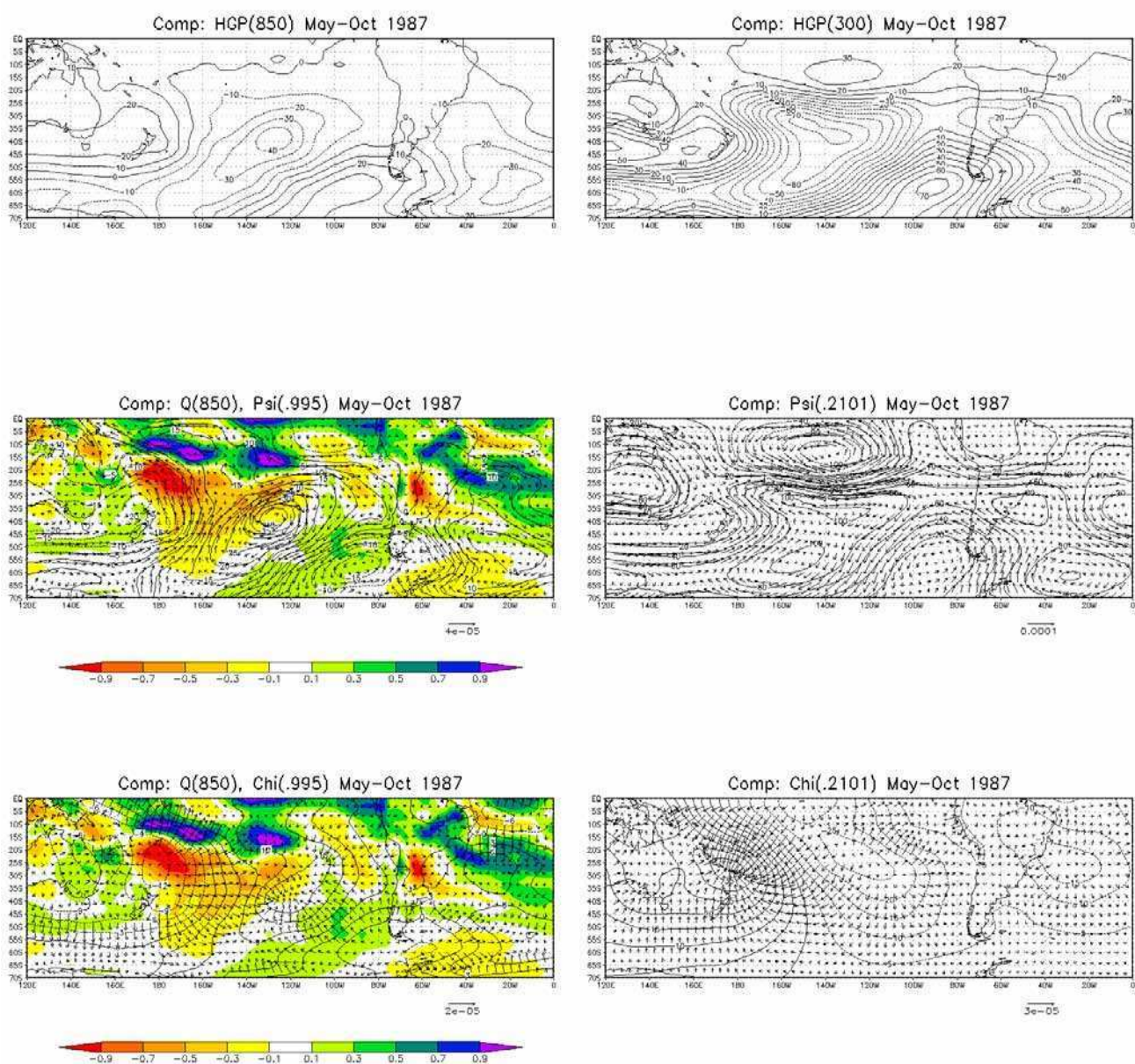
La **Figura 30** muestra campos análogos a los presentados en la Figura 29, pero para las anomalías medias estacionales correspondientes al período Mayo–Octubre de 1986 (a) y 1987 (b), años en los que se observan derrames por sobre lo normal en el río Atuel y por debajo de lo normal en el río Chubut.

Para el año 1986, se advierten características muy similares a las observadas en los modelos de la Figura 29, salvo por el hecho de que la anomalía positiva de geopotencial ubicada sobre el Sudoeste de Sudamérica, se encuentra más desplazada hacia el Oeste en el invierno de este año particular. Más específicamente, se observan anomalías negativas de HGP que se extienden a lo largo del Océano Pacífico sobre latitudes subtropicales (entre 45° y 25°S), extendiéndose hacia la costa Jorge V en la Antártica y alcanzando la región frente a la costa Norte de Chile; y sobre el mar de Weddell al Oeste de la Península Antártica y extendiéndose sobre el Atlántico; de manera muy similar a lo observado en el modelo de la Figura 29. Sin embargo, como se ha mencionado, el centro positivo ubicado sobre el Sudoeste de Sudamérica en el modelo (Figura 29), en el caso de 1986 se extiende sobre el Pacífico Sur en latitudes altas. Esta situación representaría una marcada reducción tanto del anticiclón semipermanente como del flujo de los Oestes sobre el Pacífico, y una intensificación de los Oestes sobre el Atlántico Sur, de manera similar a la observada en el modelo aunque con algunas diferencias. La circulación con componente anómala del Norte establecida sobre el Pacífico entre los centros de anomalías negativas y positivas de





**Figura 30 a:** Anomalías medias estacionales de altura geopotencial en 850 hPa (arriba izquierda) y en 300 hPa (arriba derecha) (en m), humedad específica en 850 hPa (paneles central e inferior izquierdos) (sombreado, en  $\text{g kg}^{-1}$ ), función corriente y componente rotacional del viento en  $\sigma=0.995$  (centro izquierda) y  $\sigma=0.2101$  (centro derecha), y potencial de velocidad y componente divergente del viento en  $\sigma=0.995$  (abajo izquierda) y  $\sigma=0.2101$  (abajo derecha) (contornos en  $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  y vectores en  $10^5 \text{ m s}^{-1}$ ); correspondientes al período Mayo-Octubre de 1986.



**Figura 30 b:** Como en *a*, pero para el año 1987.

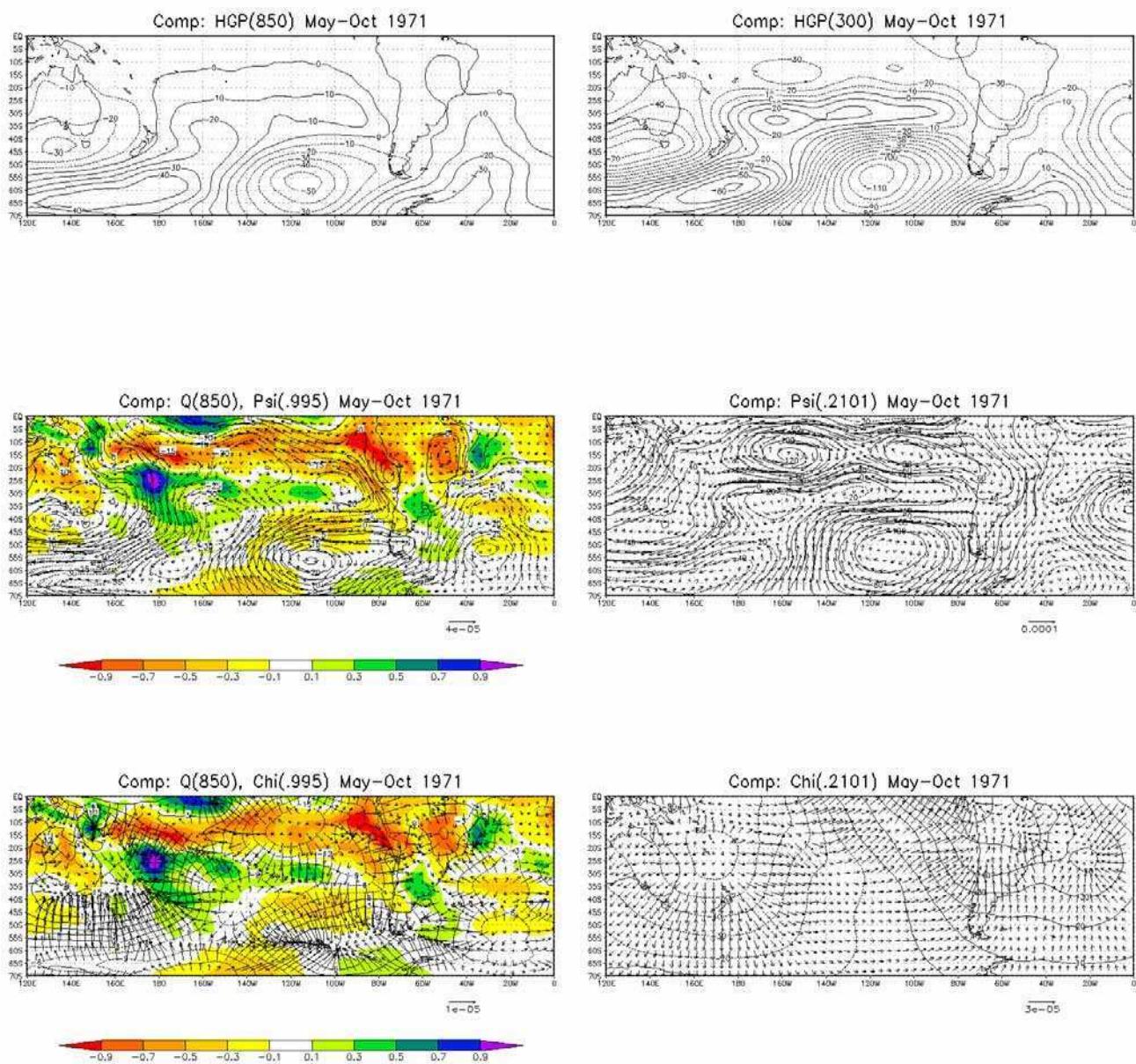


geopotencial mencionados, también inducen en 1986 —y en forma aún más notoria— el arrastre de humedad desde bajas latitudes hacia la región de Cuyo (ver Figura 30 a, centro-izquierda); sin embargo, mientras en el modelo esta situación provocaba además un aumento anómalo de humedad al Oeste del Pasaje de Drake, la reubicación de la anomalía positiva de geopotencial en 1986, produce este efecto aún más al Oeste (i.e. sobre el mar de Ross). En su lugar, la región al Oeste del Pasaje de Drake se encuentra dominada por anomalías negativas de humedad, producto de la circulación anómala del Sur registrada entre el centro positivo de anomalías de geopotencial mencionado y su par de anomalías negativas ubicado sobre el mar de Weddell —lo cual provoca un “secamiento” mayor en la Patagonia que el observado en el modelo de la Figura 29—. Por otra parte, en el caso de 1986, se observa una fuerte convergencia anómala asociada al centro de anomalías negativas de HGP ubicado frente a las costas de Chile, con divergencia asociada en altura (ver Figura 30 a, paneles inferiores), lo cual contribuye a la concentración de humedad sobre la región y al ascenso de la misma, al tiempo que es transportada hacia las nacientes del Atuel. Adicionalmente, en el Pacífico tropical se notan zonas de convergencia anómala en altura y divergencia en superficie, que provocan anomalías negativas de humedad y representan un debilitamiento de la actividad convectiva en la región, aún en forma más intensa que lo mostrado en el modelo de la Figura 29. Por último, la divergencia observada en altura sobre Brasil en el modelo, se encuentra desplazada algo más hacia el Este en 1986, lo que denota un corrimiento de la actividad convectiva en este año particular.

Aún cuando las anomalías de circulación invernal para 1986 presenta algunas diferencias con los patrones analizados en el modelo de la Figura 29, los campos de anomalías obtenidos para 1987 (Figura 30 b), presentan características marcadamente similares a las mostradas en dicho modelo. Las ubicaciones de las anomalías positivas de HGP sobre el mar de Tasmania y el Sudoeste de Sudamérica, y de las negativas que se extienden sobre el Atlántico desde el mar de Weddell y aquellas que atraviesan el Pacífico en dirección SO–NE desde la costa Jorge V y el mar de Ross hacia las costas del Norte de Chile (ver Figura 30 b, paneles superiores); son prácticamente las mismas que las observadas para el modelo de la Figura 29, tanto en niveles bajos como en altura. Consecuentemente, la circulación con componente anómala del Norte presente

en el modelo sobre el Pacífico oriental, se encuentra también en las anomalías de 1987 (ver Figura 30 b, panel central izquierdo), provocando el mismo efecto de advección de humedad sobre la región cuyana y el Oeste del Pasaje de Drake que el observado en los campos correspondientes de la Figura 29. Adicionalmente, sobre el Pacífico occidental al Este de Nueva Zelanda y sobre el Atlántico al Este de Sudamérica, se destacan circulaciones anómalas con componente meridional desde el Sur que producen anomalías negativas de humedad de manera similar a lo analizado en el modelo de la Figura 29 para estas regiones. Con respecto a las anomalías de potencial de velocidad (Figura 30 b, paneles inferiores), las divergencias anómalas registradas sobre Brasil en el modelo, se encuentran levemente desplazadas hacia el Atlántico frente a las costas del continente en el caso de 1987, las cuales, junto a un centro de convergencias en superficie, refuerzan la concentración de humedad en la región y contribuyen al fortalecimiento de la actividad convectiva en la SACZ —de la misma forma que en el modelo—. Sobre el Pacífico occidental al Norte de Nueva Zelanda, se advierten además, convergencias anómalas en altura con divergencias en superficie, que responden a las observadas de igual forma en la Figura 29, contribuyendo aún más a la reducción de la humedad en niveles bajos sobre la región.

La **Figura 31** muestra campos análogos a los presentados en la Figura 30 pero para 19871, año en el cual que se observan derrames por sobre lo normal en el río Chubut y por debajo de lo normal en el río Atuel. En este caso, los patrones de circulación son en general opuestos a los correspondientes a los años anteriormente analizados y a los destacados en el modelo de la Figura 29. Los centros de anomalías positivas de HGP ubicados sobre el Sur del mar de Tasmania y sobre el Sudoeste de Sudamérica, y los de anomalías negativas que se extienden sobre el Atlántico desde el mar de Weddell y aquellos que atraviesan el Pacífico en dirección SO–NE desde la costa Jorge V y el mar de Ross hacia las costas del Norte de Chile, que presenta el modelo (ver Figura 29, paneles superiores); son reemplazados por centros con anomalías de signo opuesto para el caso de 1971, ubicados casi exactamente en las mismas posiciones que sus pares de la Figura 29, tanto para niveles bajos como para niveles altos. En consecuencia, la circulación con componente anómala del Norte presente en el modelo sobre el Pacífico oriental, es reemplazada en 1971 por una

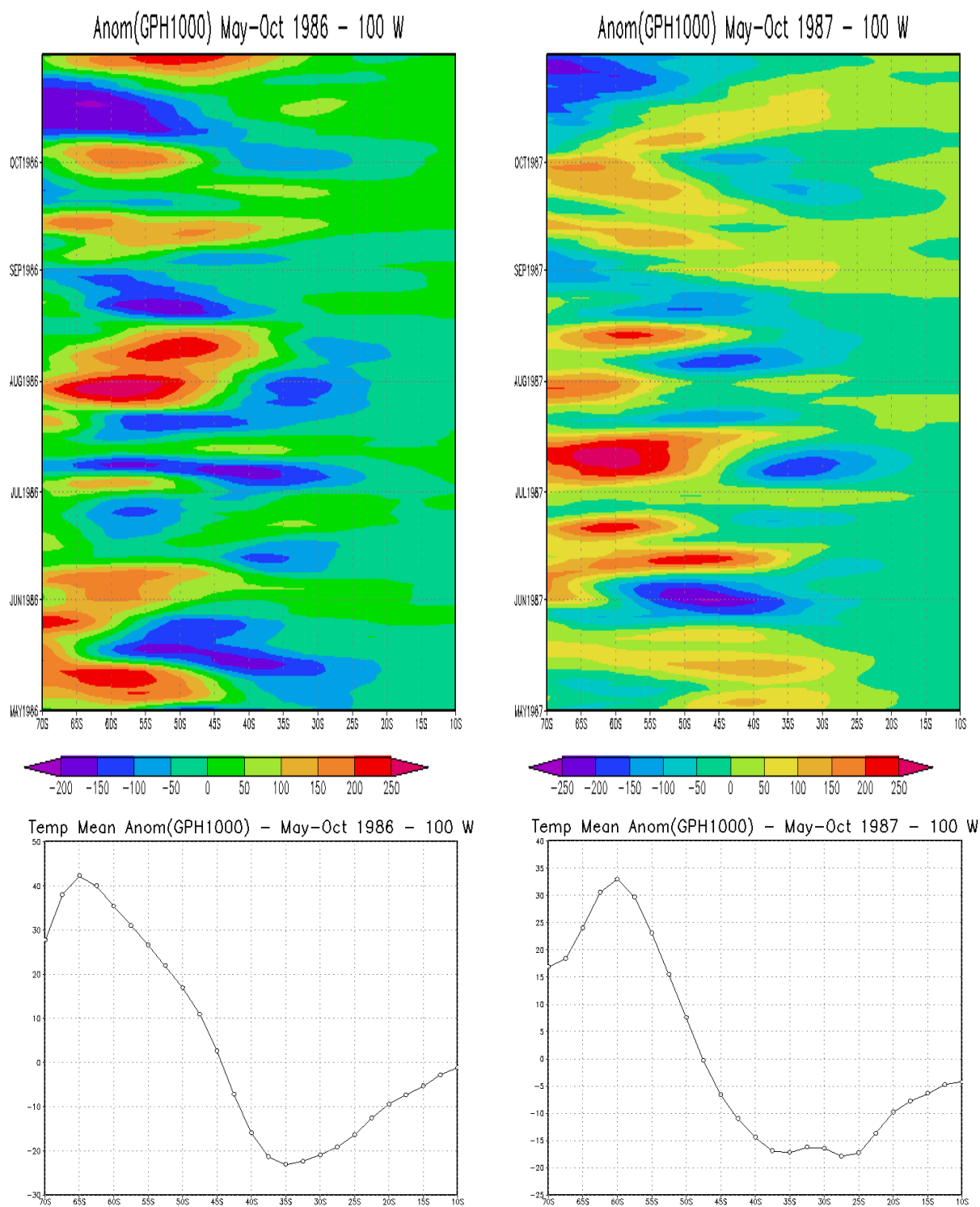


**Figura 31:** Como en la Fig. 30, pero para el año 1971.

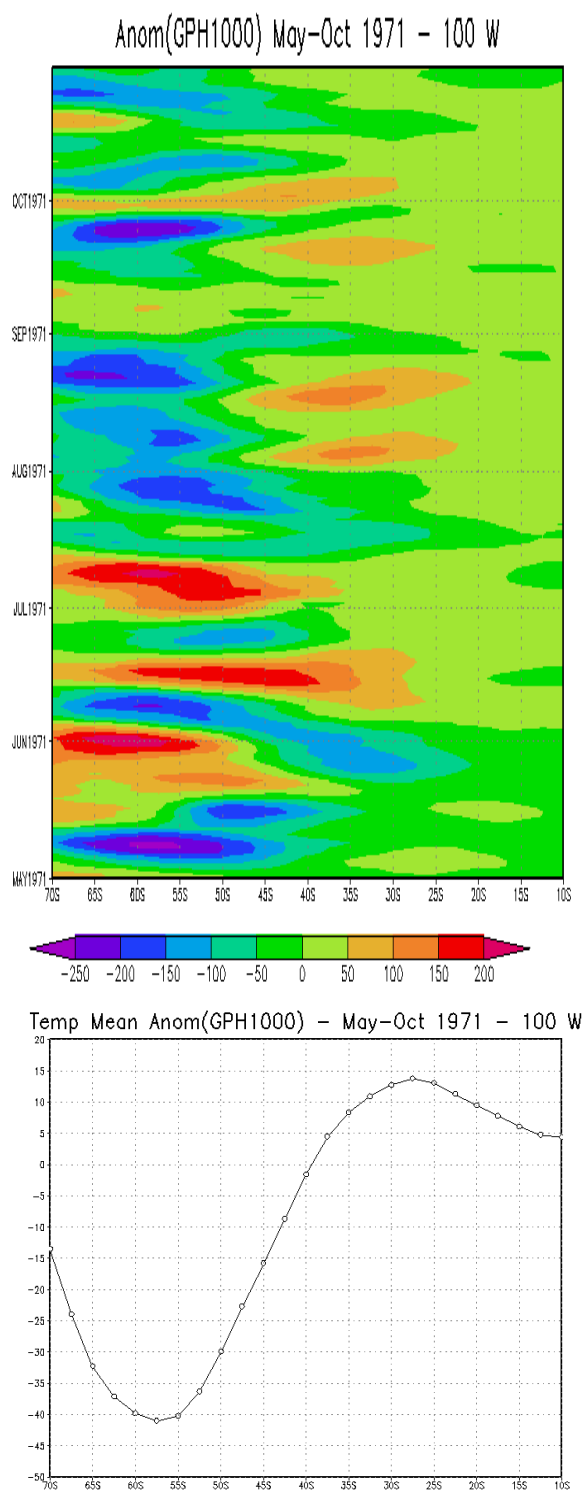
circulación análoga con componente del Sur (ver Figura 31, panel central izquierdo), provocando el efecto contrario sobre la advección de humedad en la región costera de Chile central y en el Pacífico central sobre latitudes medias y altas; con respecto a lo observado en los campos correspondientes de la Figura 29. Adicionalmente, sobre el Pacífico occidental al Este de Nueva Zelanda y sobre el Atlántico al Este de Sudamérica, se destacan circulaciones anómalas con componente meridional desde el Norte que producen anomalías positivas de humedad, de manera contraria a lo analizado en el modelo de la Figura 29 para estas regiones. Con respecto a las anomalías de potencial de velocidad (Figura 31, paneles inferiores), las divergencias anómalas registradas sobre Brasil en el modelo, son reemplazadas por convergencias en el caso de 1987; las cuales, junto a un centro de divergencias en superficie, producen una subsidencia anómala que reduce la concentración de humedad en la región y contribuyen al debilitamiento de la actividad convectiva en la SACZ —de manera contraria a lo observado en el modelo—. Sobre el Pacífico occidental en latitudes medias y bajas, los centros de convergencia en altura y divergencia en superficie que favorecen la subsidencia y las anomalías negativas de humedad sobre la región en el caso del modelo (ver Figura 29, paneles inferiores), son reemplazados por anomalías de signo contrario en 1987, con una consecuente divergencia anómala en altura y convergencia en superficie, lo cual favorece los movimientos de ascenso y la actividad convectiva en la región con una marcada concentración de humedad en niveles bajos, contrariamente a lo exhibido por los campos de la Figura 29.

La **Figura 32** muestra los diagramas Hovmoller en un corte por  $100^{\circ}\text{O}$ , para las anomalías diarias de HGP en 1000 hPa correspondientes al período Mayo–Octubre de 1986, 1987 y 1971. Los paneles inferiores muestran los promedios temporales correspondientes a los diagramas de los paneles superiores respectivos. Los paneles mostrados en la **Figura 33** son análogos a los anteriores pero para anomalías del módulo del gradiente horizontal de espesores en un corte por  $120^{\circ}\text{O}$ .

En el caso de las anomalías de HGP, los diagramas para 1986 y 1987 presentan características generales semejantes. Más específicamente, se observa un período con valores negativos en los meses de Mayo a Agosto de 1986 y Junio a Agosto de 1987, al Norte de  $45^{\circ}\text{S}$ . Las anomalías positivas quedan restringidas sólo al Sur de

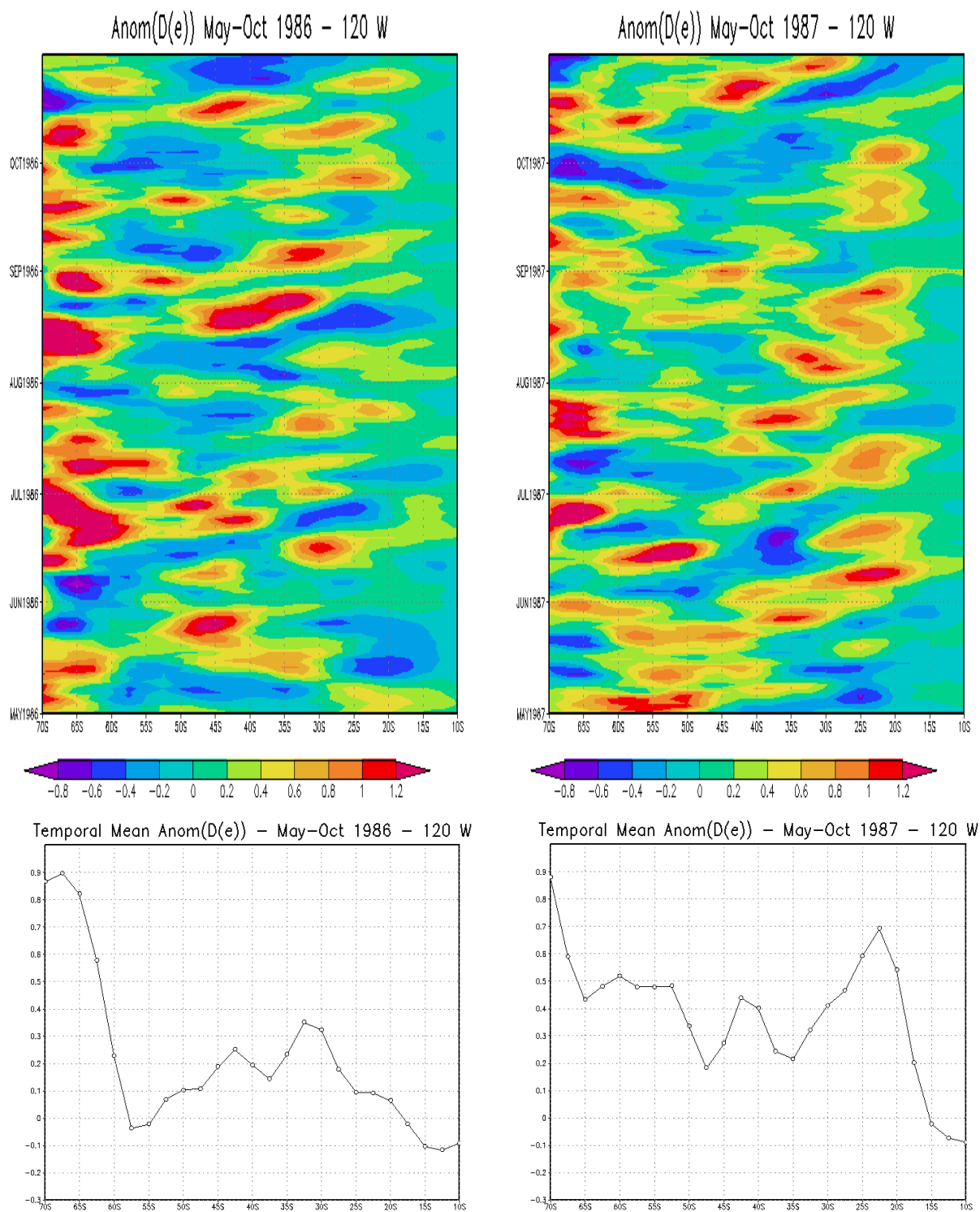


**Figura 32:** Diagramas Hovmöller en un corte por 100°O, para las anomalías diarias de altura geopotencial en 1000 hPa (en m) correspondientes al período Mayo-Octubre de 1986 (izquierda) y 1987 (derecha). Los paneles inferiores muestran los promedios temporales correspondientes a los diagramas de los paneles superiores respectivos.

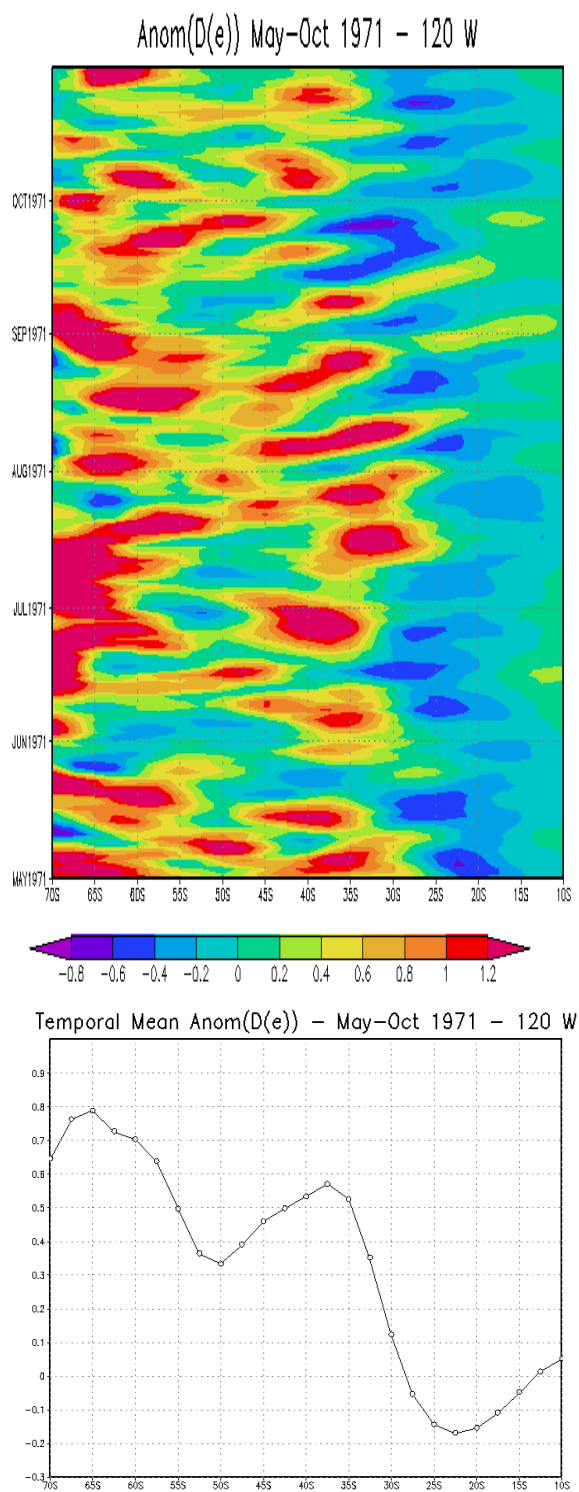


**Figura 32:** (continuación) Año 1971.





**Figura 33:** Como en la Fig. 32, pero para anomalías del módulo del gradiente horizontal de espesores 1000–500 hPa ( $\times 10^{-4}$ ) en un corte por 120°O.



**Figura 33:** *Continuación.*

45°S, con máximos entre alrededor de 50° y 60° S, sobre todo a principios de Mayo y Junio, fines de Julio y principios de Agosto para 1986; y entre mediados de Junio y mediados de Agosto, Septiembre y principios de Octubre para 1987. Estas situaciones dan como resultado promedios temporales que muestran un máximo de anomalías positivas alrededor de los 60°–65°S y negativas alrededor de los 30°–35°S para ambos años. Por el contrario para 1971 se observa un período de mayor frecuencia de anomalías negativas al Sur de 45°S y positivas al Norte, a partir de mediados de Julio. Durante el período previo, se observa una alternancia de anomalías negativas y positivas que se anulan entre sí al tomar el promedio temporal, el cual da como resultado una distribución que exhibe un mínimo en ~55°–60°S y un máximo en 25°–30°S.

Para el caso de las anomalías del módulo del gradiente de espesores en 1986 y 1987, se observan máximos que alcanzan latitudes subtropicales durante todo el período, sobre todo alrededor de los 30°S y 25°S para cada año respectivamente. Entre 70° y 65°S se observan máximos asociados al Frente Polar, particularmente fuertes en el período Junio a Octubre —sobre todo para 1986—. En latitudes medias se nota una marcada reducción de la actividad baroclínica con un mínimos en alrededor de 50°–55°S para ambos años. Por el contrario, para el caso del año 1971, el mínimo de actividad baroclínica de latitudes medias no resulta tan marcado y los máximos no alcanzan latitudes tan bajas como para los casos anteriores. Más aún, se evidencia una banda de valores negativos al Norte de 30°S que permanece durante todo el período considerado. Por otra parte, a diferencia los casos anteriores, durante los meses de invierno el Frente Polar avanza hacia latitudes menores ubicándose entre 65° y 55°S en Julio y Septiembre.

### 6.3.3. Análisis de Secuencias Principales para 1971 y 1986

A fin de identificar los principales patrones sinópticos que dan como resultado los campos medios de circulación estudiados para los años 1986 —único de la serie que presenta derrames estandarizados por encima de  $\sigma$  para Atuel y por debajo de  $-\sigma$  para Chubut— y 1971, se efectuó un Análisis de Secuencias Principales (ASP) no rotadas

(Compagnucci y Araneo, 2001), aplicado en forma integrada a las alturas geopotenciales de 1000 y 500 hPa, considerando conjuntamente los períodos Mayo–Octubre de cada año.

La **Tabla VIII** muestra el resumen de varianzas explicadas en el ASP. Para cada componente, las primeras cuatro columnas muestran las sumas de los valores cuadrados de los factores de carga separadamente para valores de carga positivos y negativos, y para cada año (i.e. para cada componente, se toma la serie temporal de coeficientes de carga separando aquellos coeficientes correspondientes al año 1971 de los correspondientes al año 1986; luego se separan para cada año los valores positivos y negativos, y se suman elevándolos previamente al cuadrado). En las siguientes tres columnas se muestran los autovalores, las varianzas y las varianzas acumuladas correspondientes (obsérvese que la suma de los valores mostrados en las cuatro primeras columnas da como resultado el autovalor correspondiente). Las últimas cuatro columnas muestran los mismos valores de las primeras cuatro pero divididos por el autovalor correspondiente, lo cual facilita la comparación. Los mayores valores para cada año se destacan en rojo y el mayor valor para cada componente se muestra además en negrita.

Por otra parte, los patrones sinópticos representados por cada SP (i.e. componentes de puntaje o campos espaciales), junto a las correspondientes series temporales de factores de carga (i.e. componentes de carga o series temporales), pueden verse en la **Figura 34**, en la que se han adosado además las sumas relativas mostradas en la Tabla VIII para facilitar su lectura. Los patrones espaciales dados en estas secuencias no deben ser interpretados como secuencias reales o “clusters” de secuencias reales, sino sólo como modelos sinópticos a partir de los cuales las secuencias sinópticas reales (variables de entrada) pueden obtenerse como una combinación lineal en virtud de la ecuación:

$$\mathbf{x}_j \cong f_{j1}\mathbf{z}_1 + f_{j2}\mathbf{z}_2 + \dots + f_{j15}\mathbf{z}_{15}$$

donde  $\mathbf{x}_j$  es la  $j$ -ésima secuencia de entrada (i.e.  $j$ -ésima columna de la matriz  $\mathbf{X}$ ),  $\mathbf{z}_i$  es la  $i$ -ésima secuencia principal (uno de los 15 patrones espaciales mostrados en la Figura 34) y  $f_{ji}$  es el  $ji$ -ésimo factor de carga (i.e. el  $j$ -ésimo coeficiente de la serie

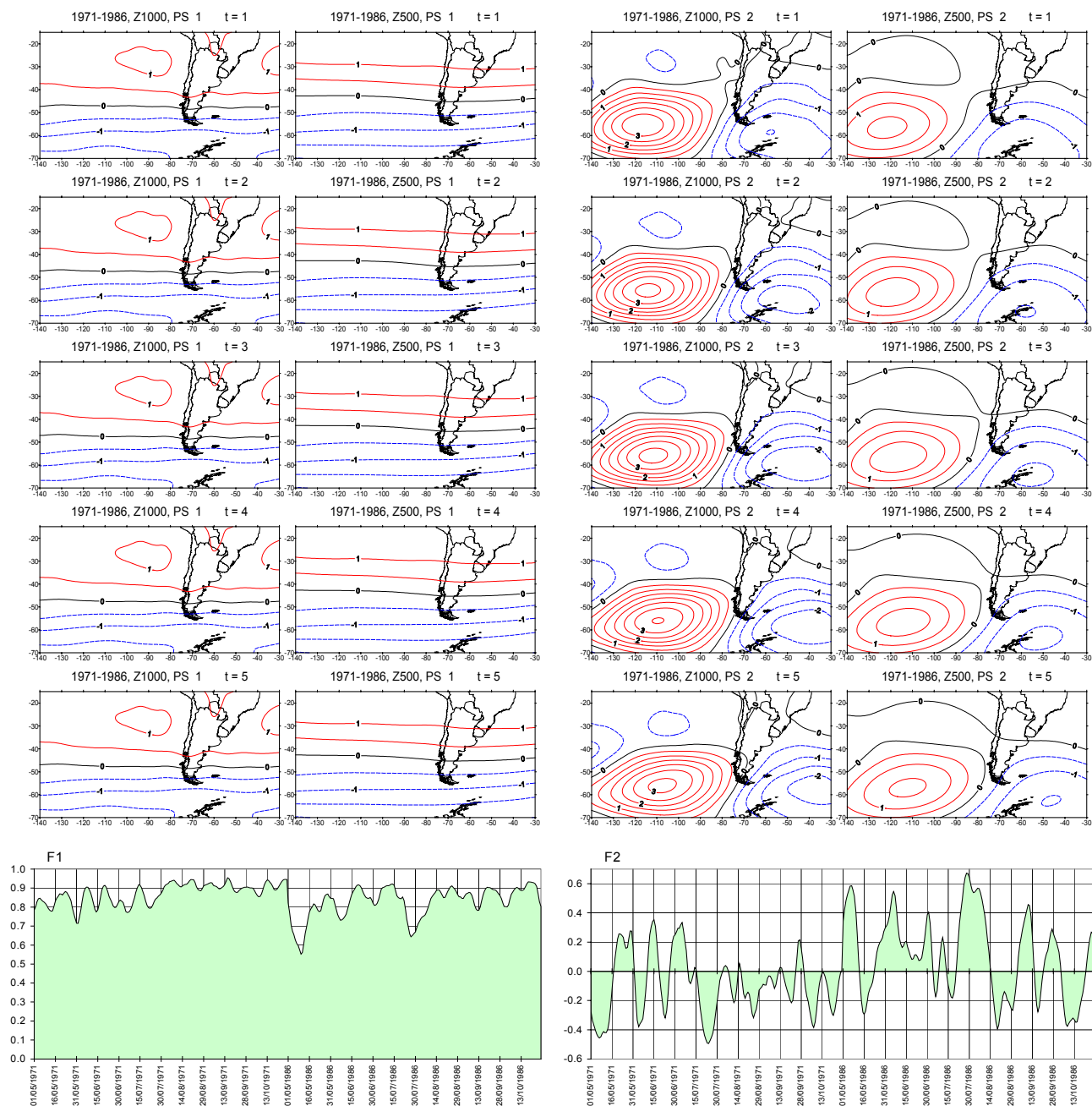
| Análisis de Secuencias Principales |           |           |           |           |           |          |                | Año 1971      |               | Año 1986      |               |
|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SP                                 | Año 1971  |           | Año 1986  |           | Autovalor | Varianza | Varianza Acum. | Suma relativa | Suma relativa | Suma relativa | Suma relativa |
|                                    | Sumas (+) | Sumas (-) | Sumas (+) | Sumas (-) |           |          |                | (+)           | (-)           | (+)           | (-)           |
| 1                                  | 137.3877  | 0.0000    | 125.3550  | 0.0000    | 262.7427  | 72.9841  | 72.9841        | <b>0.5229</b> | 0.0000        | <b>0.4771</b> | 0.0000        |
| 2                                  | 2.1229    | 7.7405    | 13.5907   | 3.2676    | 26.7217   | 7.4227   | 80.4068        | 0.0794        | <b>0.2897</b> | <b>0.5086</b> | 0.1223        |
| 3                                  | 2.7355    | 2.6956    | 4.3583    | 2.8512    | 12.6406   | 3.5113   | 83.9180        | <b>0.2164</b> | 0.2132        | <b>0.3448</b> | 0.2256        |
| 4                                  | 1.0065    | 1.1789    | 3.5708    | 1.4427    | 7.1989    | 1.9997   | 85.9177        | 0.1398        | <b>0.1638</b> | <b>0.4960</b> | 0.2004        |
| 5                                  | 1.5856    | 0.4320    | 1.0252    | 2.0125    | 5.0554    | 1.4043   | 87.3220        | <b>0.3137</b> | 0.0854        | 0.2028        | <b>0.3981</b> |
| 6                                  | 0.9877    | 0.8385    | 0.7999    | 1.2079    | 3.8340    | 1.0650   | 88.3870        | <b>0.2576</b> | 0.2187        | 0.2086        | <b>0.3150</b> |
| 7                                  | 0.8737    | 0.7039    | 0.9963    | 0.9971    | 3.5711    | 0.9920   | 89.3790        | <b>0.2447</b> | 0.1971        | 0.2790        | <b>0.2792</b> |
| 8                                  | 0.6377    | 0.6348    | 0.8239    | 0.6484    | 2.7449    | 0.7625   | 90.1414        | <b>0.2323</b> | 0.2313        | <b>0.3002</b> | 0.2362        |
| 9                                  | 0.5220    | 0.4517    | 0.9763    | 0.6233    | 2.5733    | 0.7148   | 90.8562        | <b>0.2028</b> | 0.1755        | <b>0.3794</b> | 0.2422        |
| 10                                 | 0.8147    | 0.4675    | 0.4361    | 0.6410    | 2.3595    | 0.6554   | 91.5116        | <b>0.3453</b> | 0.1982        | 0.1848        | <b>0.2717</b> |
| 11                                 | 0.4980    | 0.6190    | 0.5772    | 0.3988    | 2.0930    | 0.5814   | 92.0930        | 0.2379        | <b>0.2957</b> | <b>0.2758</b> | 0.1905        |
| 12                                 | 0.2891    | 0.4500    | 0.5287    | 0.3694    | 1.6373    | 0.4548   | 92.5478        | 0.1766        | <b>0.2749</b> | <b>0.3229</b> | 0.2256        |
| 13                                 | 0.3635    | 0.5101    | 0.3324    | 0.3001    | 1.5060    | 0.4183   | 92.9662        | 0.2414        | <b>0.3387</b> | <b>0.2207</b> | 0.1993        |
| 14                                 | 0.3831    | 0.2601    | 0.3697    | 0.4446    | 1.4575    | 0.4049   | 93.3710        | <b>0.2628</b> | 0.1785        | 0.2536        | <b>0.3050</b> |
| 15                                 | 0.2640    | 0.4078    | 0.3577    | 0.2121    | 1.2415    | 0.3449   | 93.7159        | 0.2126        | <b>0.3285</b> | <b>0.2881</b> | 0.1708        |

**Tabla VIII:** Varianzas explicadas para el Análisis de Secuencias Principales sobre alturas geopotenciales diarias de 1000 y 500 hPa correspondientes a los meses de Mayo-Octubre de 1971 y 1986. Para cada Secuencia Principal (SP), las primeras cuatro columnas muestran las sumas de los valores cuadrados de los factores de carga separadamente para valores de carga positivos y negativos, y para cada año. En las siguientes tres columnas se muestran los autovalores, varianzas (%) y las varianzas acumuladas correspondientes. Las sumas relativas corresponden a los valores de las primeras cuatro columnas, pero divididos por el autovalor correspondiente, para facilitar su comparación. Las mayores sumas relativas para cada año se destacan en rojo y el mayor valor para cada componente se muestra además en negrita.

temporal mostrada en la Figura 34 para la componente  $i$ , y que representa el coeficiente de correlación entre  $\mathbf{x}_j$  y  $\mathbf{z}_i$ ). De esta manera, cada secuencia original  $\mathbf{x}_j$  (sucesión de 5 días de campos sinópticos de superficie y altura) puede obtenerse como la suma de las 15 SPs mostradas en la Figura 34, utilizando como pesos los factores correspondientes dados en las series temporales de la misma figura. Por ejemplo, si se quisiera reconstruir la secuencia de campos correspondientes a los días 3, 4, 5, 6 y 7 de Mayo de 1971 (i.e. secuencia original número 3 de nuestro conjunto de variables de entrada), se deberían sumar los campos dados por las SPs de la Figura 34, multiplicados cada uno por el tercer elemento de la serie temporal correspondiente mostrada en la misma figura. La característica fundamental que encierra el Análisis de Secuencias Principales radica en el hecho de que los patrones obtenidos gozan de las siguientes propiedades: 1) las SPs  $\mathbf{z}_i$  son ortogonales entre si (i.e. los campos obtenidos son no correlacionados) y 2) los factores de carga  $f_{ji}$  son los de valor absoluto más grande posible, en el sentido que estos factores maximizan las cantidades  $\lambda_i = \sum_j f_{ji}^2 = \text{autovalor } i$ . Además, la cantidad  $f_{ji}^2$  puede interpretarse como la varianza explicada por la  $i$ -ésima SP para la  $j$ -ésima secuencia original o de entrada, mientras que el autovalor  $\lambda_i$  sería la varianza explicada por esa componente para el conjunto de variables originales.

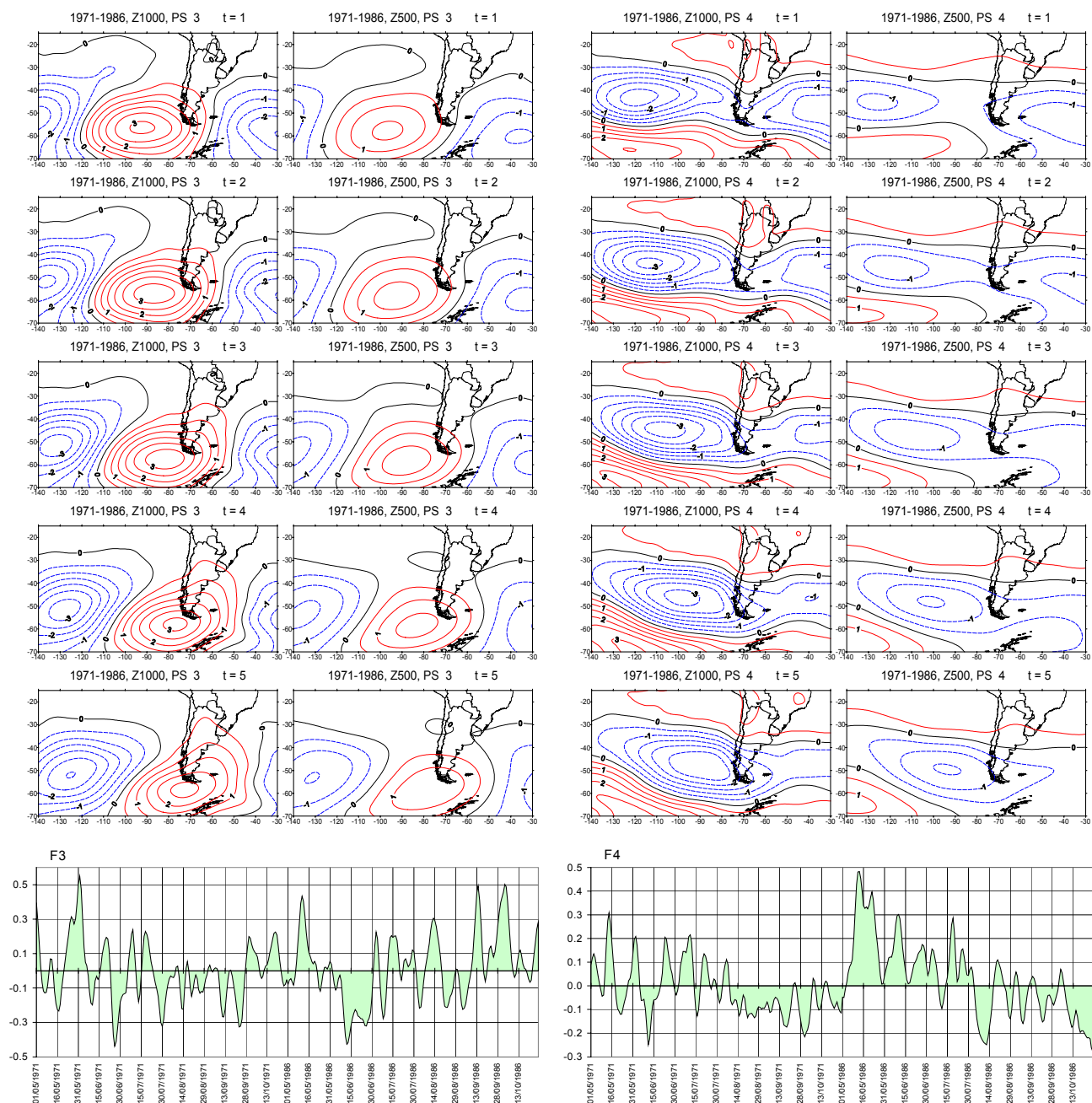
En consecuencia, los patrones SPs son modelos de la misma especie que las series originales (i.e. secuencias de campos sinópticos), que constituyen los principales elementos de los cuales esas variables originales están compuestas. En otras palabras, las secuencias de entrada  $\mathbf{x}_j$  están compuestas principalmente de las SPs  $\mathbf{z}_i$  en cantidades dadas por los factores de carga  $f_{ji}$ . De esta manera, el signo de los  $f_{ji}$  indicará de qué manera interviene una determinada SP en la composición de una determinada secuencia original y, por lo tanto, si una SP presenta factores de carga mayormente negativos para casi todas las variables de entrada, significará que esa SP contribuye con signos contrarios a los mostrados en la Figura 34 y viceversa. En otras palabras, toda vez que en la serie temporal de factores de carga aparezcan valores





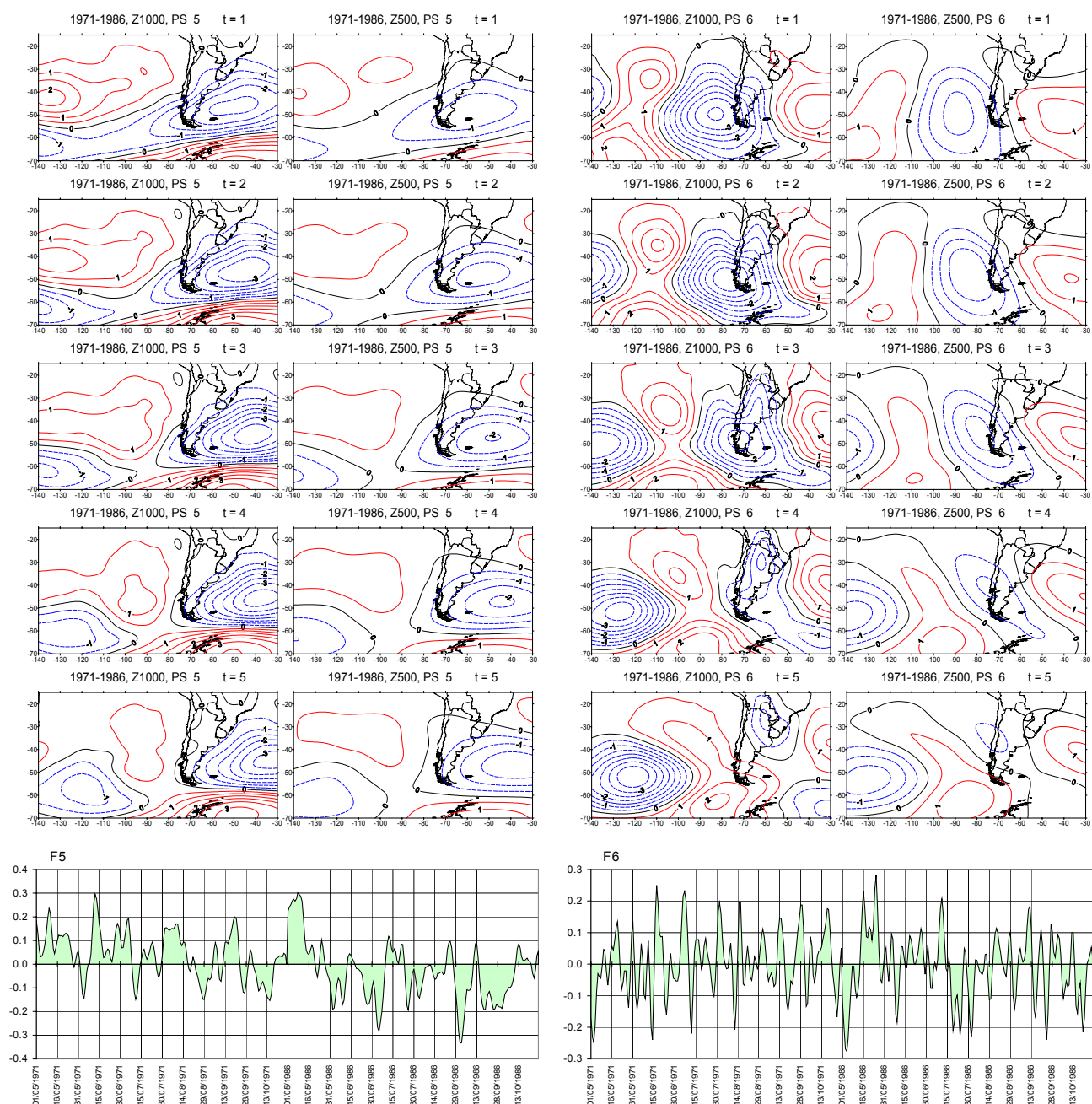
| Año 1971 |        | Año 1986 |        | Año 1971 |        | Año 1986 |        |
|----------|--------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    |          |        |
| 0.5229   | 0.0000 | 0.4771   | 0.0000 | 0.0794   | 0.2897 | 0.5086   | 0.1223 |

**Figura 34:** Secuencias Principales 1 (paneles de la izquierda (PS1)) y 2 (paneles de la derecha (PS2)), de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda ( $z1000$ )) y 500 hPa (derecha ( $z500$ )). Las secuencias muestran los campos de una sucesión de 5 días (de arriba hacia abajo ( $t=1$  a  $t=5$ )). Debajo de los campos se muestran las series temporales de factores de carga correspondientes. Las tablas reproducen las cuatro últimas columnas de la Tabla VIII para cada componente correspondiente.



| Año 1971 |        | Año 1986 |        | Año 1971 |        | Año 1986 |        |
|----------|--------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    |
| 0.2164   | 0.2132 | 0.3448   | 0.2256 | 0.1398   | 0.1638 | 0.4960   | 0.2004 |

**Figura 34:** (continuación) *Secuencias Principales 3 y 4.*



| Año 1971 |        | Año 1986 |        | Año 1971 |        | Año 1986 |        |
|----------|--------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    |
| 0.3137   | 0.0854 | 0.2028   | 0.3981 | 0.2576   | 0.2187 | 0.2086   | 0.3150 |

Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 5 y 6.

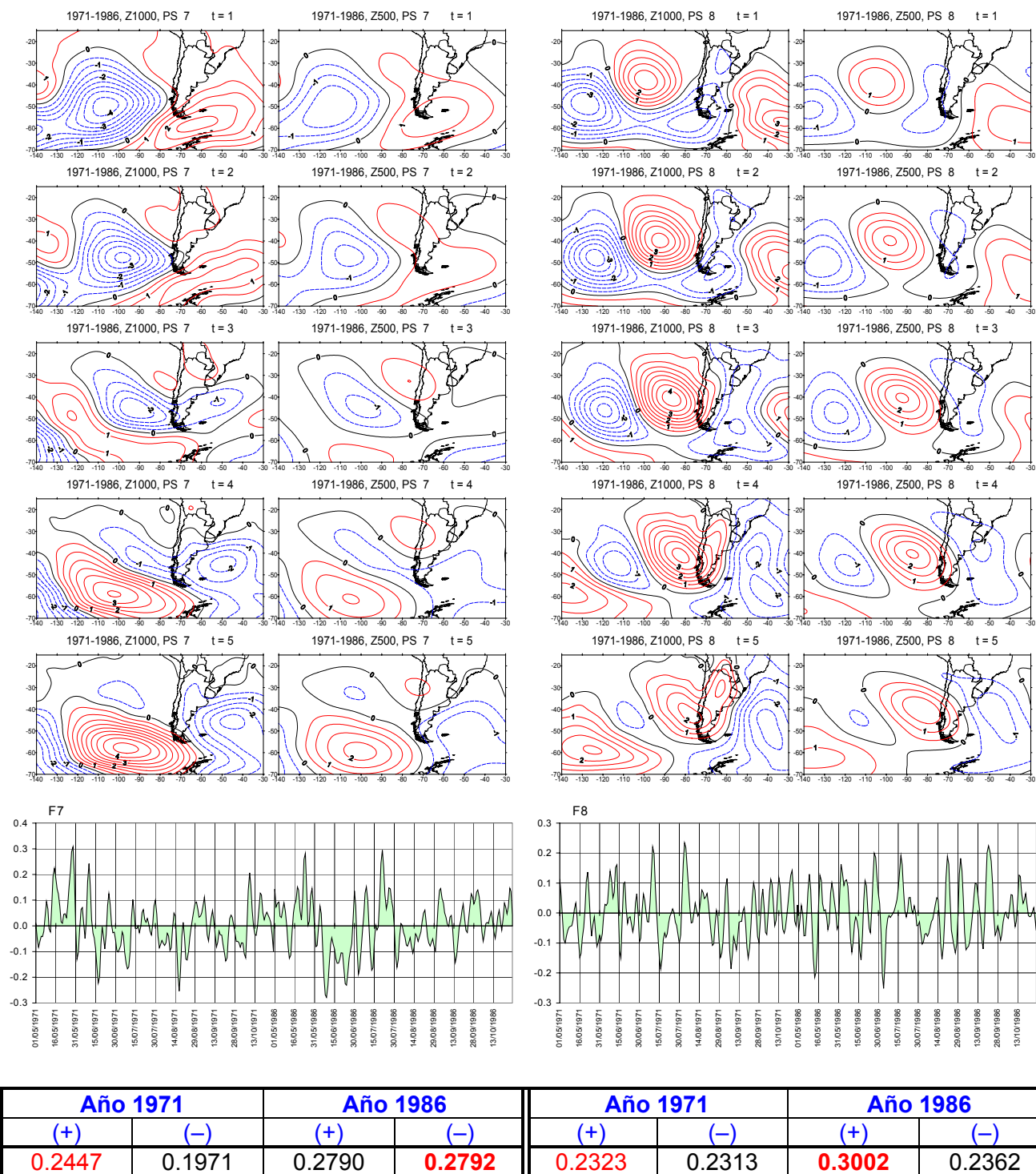
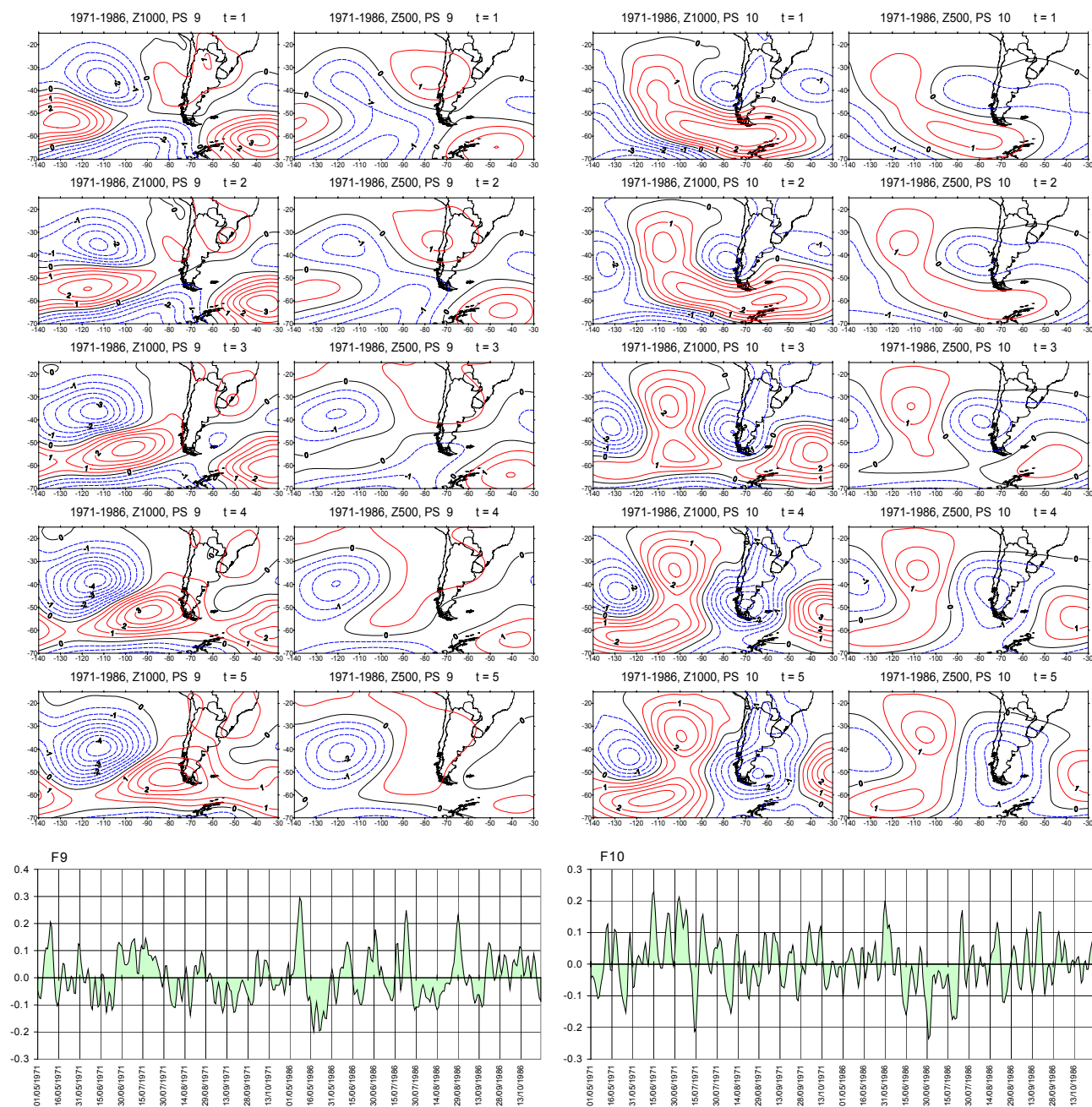


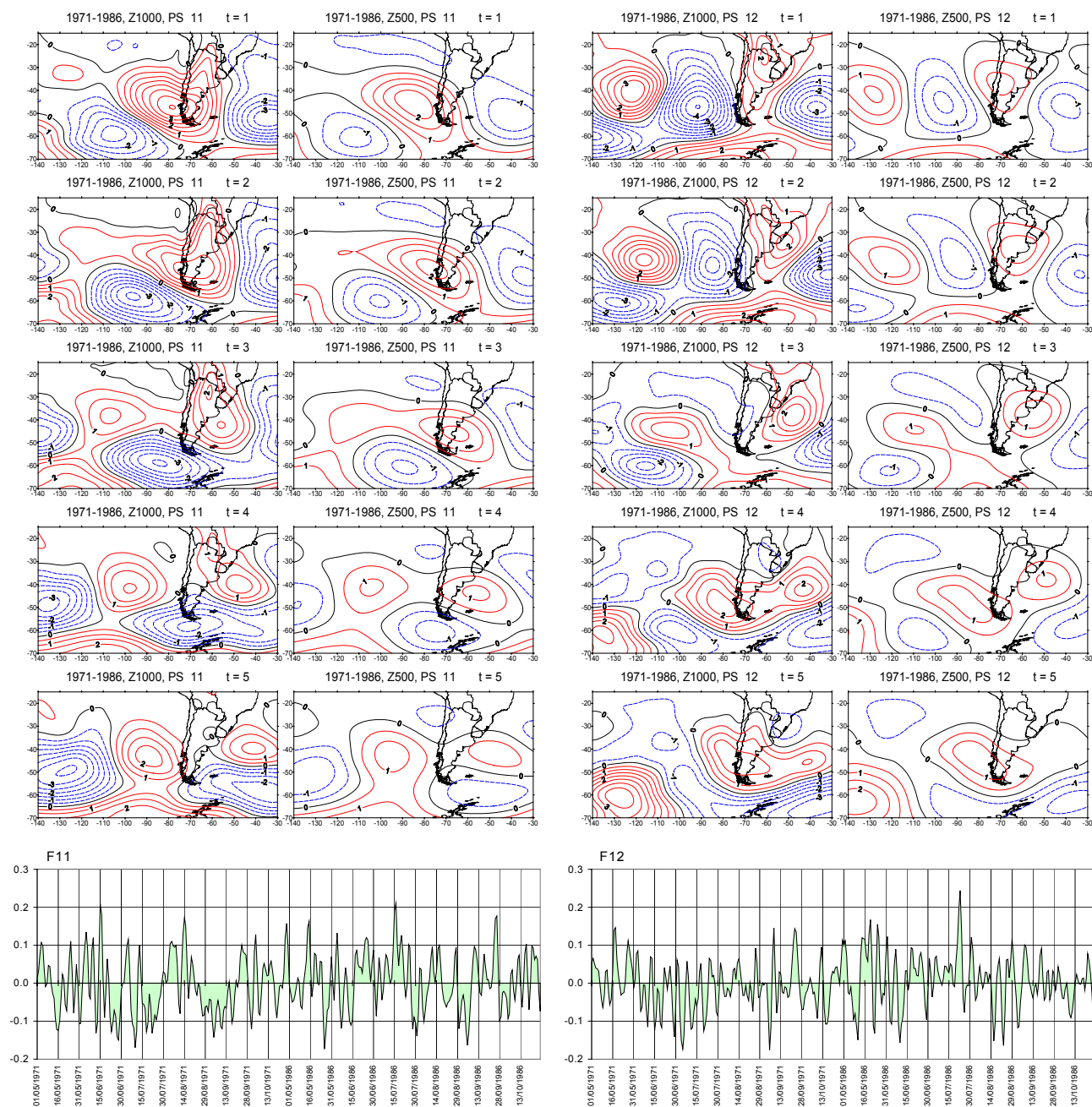
Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 7 y 8.



| Año 1971 |        | Año 1986 |        | Año 1971 |        | Año 1986 |        |
|----------|--------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    |
| 0.2028   | 0.1755 | 0.3794   | 0.2422 | 0.3453   | 0.1982 | 0.1848   | 0.2717 |

Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 9 y 10.

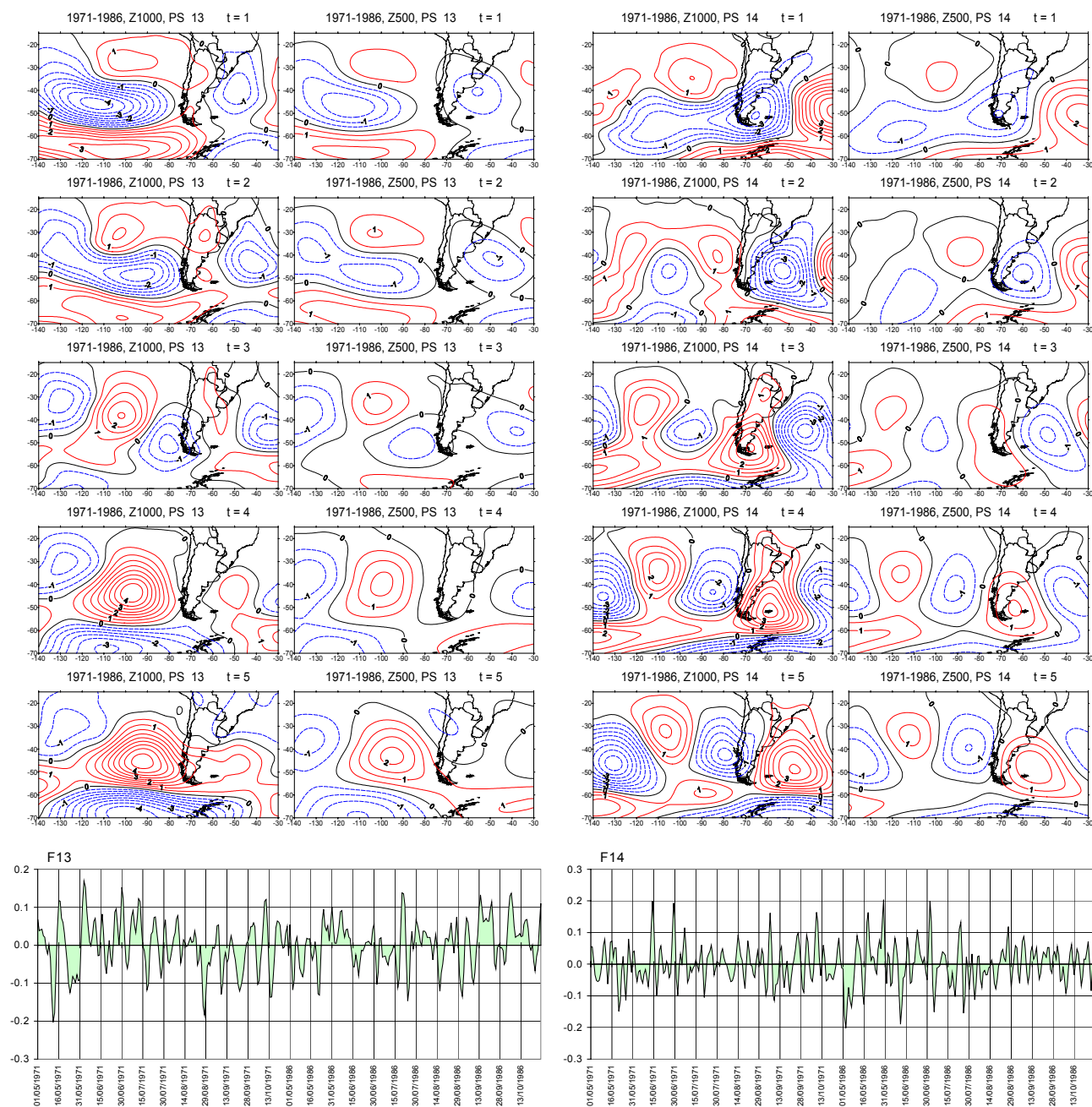




| Año 1971 |               | Año 1986      |        | Año 1971 |               | Año 1986      |        |
|----------|---------------|---------------|--------|----------|---------------|---------------|--------|
| (+)      | (-)           | (+)           | (-)    | (+)      | (-)           | (+)           | (-)    |
| 0.2379   | <b>0.2957</b> | <b>0.2758</b> | 0.1905 | 0.1766   | <b>0.2749</b> | <b>0.3229</b> | 0.2256 |

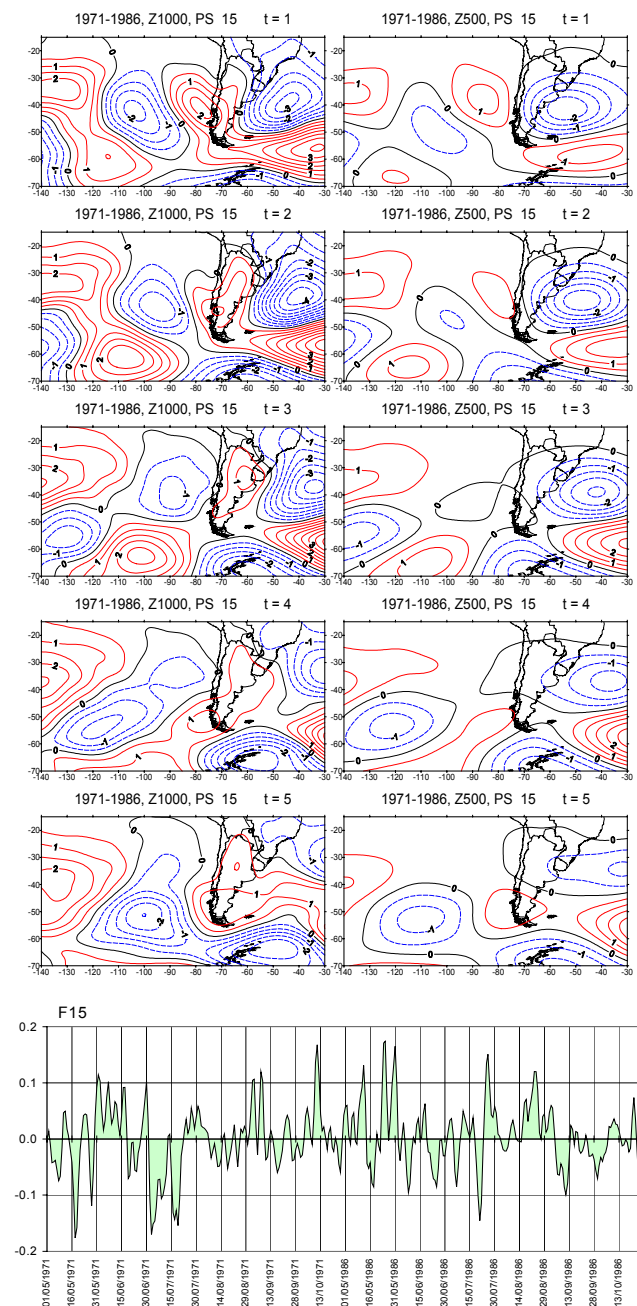
Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 11 y 12.





| Año 1971 |        | Año 1986 |        | Año 1971 |        | Año 1986 |        |
|----------|--------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    | (+)      | (-)    |
| 0.2414   | 0.3387 | 0.2207   | 0.1993 | 0.2628   | 0.1785 | 0.2536   | 0.3050 |

Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 13 y 14.



| Año 1971 |               | Año 1986      |        |
|----------|---------------|---------------|--------|
| (+)      | (-)           | (+)           | (-)    |
| 0.2126   | <b>0.3285</b> | <b>0.2881</b> | 0.1708 |

Figura 34: (continuación) Secuencias Principales 15.

positivos, los campos dados por las componentes de puntaje deben interpretarse con los signos que se muestran en la figura; y con signos contrarios cuando aparezcan valores de carga negativos.

De acuerdo a los valores tabulados en la Tabla VIII, las primeras 15 componentes muestran autovalores superiores a 1, por lo cual resultan significativas de acuerdo al criterio de Kaiser (Green, 1978), acumulando una varianza de 94%. La primer componente explica el 73% de la varianza total y, como se verá, representa para ambos años un patrón sinóptico semejante al campo medio que permanece invariante a lo largo del tiempo; mientras el 21% de la varianza es explicada en conjunto por las restantes 14 componentes mostradas, las cuales consecuentemente representan casi la totalidad de las perturbaciones al flujo básico (anomalías) a través de modelos cuyas combinaciones lineales dan como resultado los patrones sinópticos observados durante los períodos invernales de los años considerados. Las sumas de los cuadrados de los factores de carga para cada componente, separadas por año y signo (ver primeras 4 columnas de la tabla), muestran grandes diferencias de peso para algunas componentes. Por ejemplo, la segunda componente muestra un valor de 13.6 puntos para el año 1986 en modo directo (i.e. factores de carga positivos) contra 3.3 puntos en modo inverso (i.e. factores de carga negativos). Sin embargo, existen algunas componentes en las cuales estas diferencias se estrechan un poco más (ver, por ejemplo, la componente 7). Las comparaciones pueden hacerse más fácilmente dividiendo estos coeficientes por su suma total para cada Secuencia Principal (SP) (i.e. dividiendo por el autovalor correspondiente). Estos resultados se muestran en las cuatro últimas columnas de la tabla, a partir de las cuales puede apreciarse que de las 15 componentes retenidas, 11 componentes presentan valores máximos de signos opuestos para cada año (i.e. las SPs número 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12, 13, 14 y 15), mientras que sólo 4 exhiben pesos máximos de igual signo en ambos años (i.e. SPs número 1, 3, 8 y 9), y de las cuales la primera representa el flujo básico, no pudiendo de modo alguno presentar pesos de un signo para un año y de signo contrario para el otro. Este hecho evidencia la contraposición hallada en las configuraciones sinópticas presentes en los inviernos de los años elegidos, ya que para la gran mayoría de las

componentes, mientras en año prevalece en modo directo, en el otro lo hace en modo inverso.

En general, los campos de altura muestran configuraciones semejantes a sus pares de superficie, aunque los sistemas representados en altura presentan su centro unos 10° de longitud desplazados hacia el Oeste, lo cual indica las características de baroclinicidad observada en la mayoría de los patrones, y sus valores estandarizados son menos intensos los correspondientes a superficie.

La **Tabla IX** resume las características exhibidas por cada componente y mostradas en la Figura 34. Los signos dominantes de los factores de carga, corresponden a los de mayor valor para cada año, de acuerdo a las sumas relativas de la Tabla VIII. Las situaciones sinópticas prevalecientes descritas corresponden a aquellas que se interpretan a partir de los signos dominantes.

| SP | Signo dominante de los factores de carga |      | Situación sinóptica prevaleciente representada  |   | Observaciones  |   |
|----|--|------|---|---|--|---|
|    | 1971                                     | 1986 | 1971  | 1986  | 1971   | 1986  |
| 1  | +  | +    | Patrón semejante al campo medio que permanece invariante a lo largo del tiempo.                       |   | Los factores de carga son menores para 1986 que para 1971, lo cual significa un flujo básico más perturbado para años con altos caudales en Atuel y bajos en Chubut, y viceversa. Responde a las anomalías observadas para estos años. |   |
| 2  | -  | +    | <b>B</b> aproximándose al Pasaje de Drake desde el O, con <b>A</b> dominando el Pacífico subtropical. | <b>A</b> aproximándose al Pasaje de Drake desde el O, con <b>B</b> circulando sobre el Pacífico subtropical en dirección al continente. | Contribuye a la producción de ppp. en Patagonia al dejar la región en la delantera de una vaguada, inhibiendo las ppp. al N. Los factores de carga indican el predominio de este patrón desde mediados de Julio.                       | Contribuye a la inhibición las ppp. en Patagonia por la presencia de un <b>A</b> que desvía los sistemas de <b>B</b> hacia Cuyo, donde se favorecen las ppp. Los factores de carga indican el predominio de este patrón durante largos períodos, lo que adjudicaría características de bloqueo la situación descrita. |

|   |   |   |  |   |  |  |
|---|---|---|--|---|--|--|
| 3 | + | + | <b>A</b> desplazándose hacia el E por el S del continente, entrando al mismo desde el Pasaje de Drake.   |   | Si bien las sumas relativas positivas son mayores, las negativas son prácticamente de la misma magnitud.   | Contribuye a inhibir las ppp. en Patagonia, que se encuentra dominada por altas presiones.   |
| 4 | - | + | Banda de <b>A</b> que dominan la Patagonia desplazándose hacia el O desde el Pacífico por latitudes medias, con <b>B</b> en altas y bajas latitudes.   | Familia de <b>B</b> que cruzan la Patagonia desplazándose hacia el O desde el Pacífico por latitudes medias, con <b>A</b> en altas y bajas latitudes.   | Los valores de carga son negativos desde comienzos de Agosto, aunque casi se compensan con los positivos en la totalidad de la serie. La situación sinóptica favorecería las ppp. en Patagonia sólo para los cortos períodos con cargas positivas del comienzo de la serie.  | La situación descrita se da con mayor peso en la primer mitad de la serie y no favorecería las ppp. en Cuyo y su inhibición en Patagonia. La situación inversa puede darse a partir de Agosto cuando las cargas se vuelven mayormente negativas.             |
| 5 | + | - | <b>B</b> que acaba de cruzar la Patagonia proveniente del Pacífico S, con <b>A</b> dominando el Pacífico en latitudes medias y subtropicales.  | <b>B</b> sobre el Pacífico en latitudes medias y subtropicales, con <b>A</b> que acaba de cruzar la Patagonia proveniente del Pacífico S.   | El <b>A</b> del Pacífico se encuentra fuerte inhibiendo las ppp. en Cuyo. Los sistemas de <b>B</b> cruzan la Patagonia generando ppp. en esta región. Esta configuración contribuiría fuerte en casi todos los meses.  | El <b>A</b> del Pacífico es reemplazado por una <b>B</b> que genera ppp. en Cuyo. Los sistemas de <b>A</b> cruzan la Patagonia inhibiendo las ppp. en esta región. Casi no se da la configuración inversa salvo en la primer quincena de Mayo.               |
| 6 | + | - | <b>B</b> que penetra el continente desde el S proveniente del Pacífico S, se divide en 2 sistemas a partir del día 4: uno dirigiéndose hacia Paraguay y otro hacia el mar de Weddell. Un <b>A</b> se aproxima al continente atravesando el Pacífico por latitudes subtropicales, seguido de un <b>B</b> que se mueve más velozmente en latitudes medias. | <b>A</b> que penetra el continente desde el S proveniente del Pacífico S, se divide en 2 sistemas a partir del día 4: uno dirigiéndose hacia Paraguay y otro hacia el mar de Weddell. Una <b>B</b> se aproxima al continente atravesando el Pacífico por latitudes subtropicales, seguido de un <b>A</b> que se mueve más velozmente en latitudes medias. | Favorecería las ppp. sobre la cordillera, en especial en la región patagónica, por la generación de inestabilidad baroclínica inducida por la aproximación de la <b>B</b> . La región cuyana también puede recibir ppp. aunque la mayor inestabilidad se produciría más al S debido a que la <b>A</b> del Pacífico fuerza a la <b>B</b> a retirarse hacia altas latitudes. | Las ppp. en cordillera, en especial en su parte S, se encontrarían inhibidas debido a la presencia del <b>A</b> y la aproximación de la cuña en altura. Representa una situación típica de olas de frío invernales en Argentina, luego de un pasaje frontal. |

|    |   |   |  |   |  |   |
|----|---|---|--|---|--|---|
| 7  | + | - | <b>B</b> se aproxima hacia el S de Patagonia desde el Pacífico, su avance hacia el N está restringido por la presencia de un <b>A</b> en latitudes subtropicales frente a las costas de Chile (sobre todo en altura). En los últimos días de la secuencia se fortalece un <b>A</b> al O del Pasaje de Drake.   | El paso de un <b>B</b> por el Pasaje de Drake deja una <b>B</b> segregada en altura frente a las costas de Chile central. Un <b>A</b> se aproxima hacia el S de Patagonia desde el Pacífico, su avance hacia el N está restringido por la presencia la <b>B</b> mencionada (sobre todo en altura). En los últimos días de la secuencia se fortalece un <b>B</b> al O del Pasaje de Drake. | La <b>B</b> que circula por Patagonia inestabilizaría la región produciendo ppp., las cuales son al mismo tiempo inhibidas en la cordillera cuyana por la presencia de la cuña en altura y del <b>A</b> frente a las costas de Chile central.  | La <b>B</b> segregada en altura permanece frente a la costa central de Chile durante todos los días de la secuencia, al tiempo que la Patagonia es dominada por un <b>A</b> . Esto induciría ppp. en la cordillera cuyana e inhibiría las mismas en la patagónica. Esta situación contribuye sobre todo en el mes de Junio. |
| 8  | + | + | <b>A</b> que se aproxima al continente desde el Pacífico por latitudes medias seguida detrás por una <b>B</b> , al tiempo que otra <b>B</b> cruza el Pasaje de Drake acompañada en altura por una vaguada que atraviesa el país. Luego del 3er día de la secuencia, la <b>A</b> cruza la cordillera por el S, penetrando el continente en dirección al litoral, mientras la 1er <b>B</b> se disipa por detrás y la 2da se interna en el Atlántico. |   | Luego del posible pasaje por el continente de una onda frontal asociada a la <b>B</b> que cruza el Pasaje de Drake trayendo algo de inestabilidad a la región, la llegada de la <b>A</b> estabilizaría la cordillera inhibiendo las ppp. tanto en Cuyo como en Patagonia. Para 1971, si bien las cargas son mayormente positivas, las negativas casi las compensan; por lo que tanto el modelo descrito como su inverso son igualmente prevalecientes. |   |
| 9  | + | + | Mientras un <b>B</b> permanece casi inmóvil sobre el Pacífico en latitudes medias, el continente, que al comienzo de la serie es dominado por altas presiones (sobre todo en altura), es alcanzado desde el SO por un <b>A</b> que se desplaza rápidamente al S del <b>B</b> mencionado.   |   | El patrón descrito inhibiría las ppp. a lo largo de toda la porción estudiada de la cordillera. Si bien es el modelo dominante para ambos años, existen cortos períodos en los cuales el contribuiría mayormente el modelo inverso, por ej: la 2da quincena de Mayo de 1986 y durante Septiembre de 1971.  |   |
| 10 | + | - | Un <b>B</b> atraviesa la cordillera patagónica en dirección NO-SE proveniente del Pacífico, al tiempo que un <b>A</b> cruza el Pasaje de Drake en dirección al Atlántico dejando otro <b>A</b> en el Pacífico Subtropical que permanece inmóvil, mientras un 3er <b>A</b> aparece desde el O moviéndose por latitudes altas.   | Mientras el continente es dominado por un <b>A</b> que lo atraviesa en dirección NO-SE proveniente del Pacífico, un <b>B</b> cruza el Pasaje de Drake en dirección al Atlántico dejando una <b>B</b> segregada en el Pacífico Subtropical que permanece inmóvil, mientras un 3er <b>B</b> aparece desde el O moviéndose por latitudes altas.  | La <b>B</b> que atraviesa la cordillera patagónica en dirección NO-SE proveniente del Pacífico, induciría ppp. sobre todo en la porción patagónica de la cordillera. Esta situación contribuiría con mayor peso durante los meses de Junio y Julio de 1971.  | El predominio del <b>A</b> especialmente en la porción patagónica de la cordillera, inhibiría las ppp. en esta región. Esta situación contribuiría con mayor peso desde comienzos de Junio a fines de Julio de 1986.  |



|    |   |   |   |  |  |   |
|----|---|---|---|--|--|---|
| 11 | – | + | Un <b>B</b> atraviesa la cordillera patagónica, acompañado por un <b>A</b> que se mueve conjuntamente al S cruzando el Pasaje de Drake. En altura se nota una cuña frente a la costa N de Chile, que deja a Cuyo en su parte delantera. El 4to día de la secuencia arriba a la Patagonia un 2do <b>B</b> desde el O.          | Un <b>A</b> atraviesa la cordillera patagónica, acompañado por un <b>B</b> que se mueve conjuntamente al S cruzando el Pasaje de Drake. En altura se nota una vaguada frente a la costa N de Chile, que deja a Cuyo en su parte delantera. El 4to día de la secuencia arriba a la Patagonia un 2do <b>A</b> desde el O.                        | Este patrón, que favorecería la generación de ppp. en Patagonia por el pasaje de las <b>B</b> y su inhibición en Cuyo por la permanencia de la cuña frente a la costa N de Chile; contribuyendo con mayor peso desde mediados de Junio a fines de Julio, y durante la 1er quincena de Septiembre.                | Este patrón, inhibiría las ppp. en Patagonia por el pasaje de las <b>A</b> , mientras que las favorecería en Cuyo por la permanencia de la vaguada frente a la costa N de Chile, lo cual induciría el ascenso de masas de aire húmedo provenientes del Pacífico subtropical.  |
| 12 | – | + | Una <b>A</b> se aproxima al continente desde el Pacífico S desviándose hacia el N para ubicarse frente a la costa central de Chile el día 3, dejando la región de Cuyo en la delantera de una cuña. Posteriormente la Patagonia es alcanzada por una <b>B</b> proveniente del Pacífico.                                       | Una <b>B</b> se aproxima al continente desde el Pacífico S desviándose hacia el N, ubicarse frente a la costa central de Chile el día 3 y afectando Cuyo con una vaguada en altura. Posteriormente la Patagonia es alcanzada por una <b>A</b> proveniente del Pacífico, al tiempo que la <b>B</b> nombrada atraviesa el litoral y S de Brasil. | Esta situación contribuiría a la generación de ppp. en Patagonia por el cruce de la <b>B</b> en los últimos días de la secuencia, al tiempo que las inhibiría en la cordillera cuyana por el pasaje de la <b>A</b> y la instalación de la cuña sobre esta región.  | Esta situación inhibiría las ppp. en Patagonia por el cruce de la <b>A</b> y la cuña en altura en los últimos días de la secuencia, al tiempo que las favorecería en la cordillera cuyana por el pasaje de la <b>B</b> y la instalación de una vaguada sobre esta región.   |
| 13 | – | + | En los primeros días de la secuencia, una <b>A</b> se aproxima rápidamente hacia Patagonia desde el Pacífico mientras el N argentino y el Pacífico subtropical son afectados por baja presión. Posteriormente la <b>B</b> sobre el Pacífico subtropical se profundiza dirigiéndose hacia Patagonia y penetrándola desde el O. | En los primeros días de la secuencia, una <b>B</b> se aproxima rápidamente hacia Patagonia desde el Pacífico mientras el N argentino y el Pacífico subtropical son afectados por alta presión. Posteriormente la <b>A</b> sobre el Pacífico subtropical se profundiza dirigiéndose hacia Patagonia y penetrándola desde el O.                  | El modelo propuesto contribuiría a favorecer la generación de ppp. en la cordillera N e inhibirla en la patagónica durante los primeros días de la secuencia (lo cual contradice lo esperado este año). Sin embargo, en los últimos días, la generación de ppp. se vería favorecida en la cordillera patagónica. | El modelo propuesto contribuiría a favorecer la generación de ppp. en la cordillera patagónica e inhibirla al N durante los primeros días de la secuencia (lo cual contradice lo esperado este año). Sin embargo, en los últimos días, la generación de ppp. se vería inhibida también en la cordillera patagónica. |

|    |   |   |  |   |   |  |
|----|---|---|--|---|---|--|
| 14 | + | - | Una <b>B</b> acaba de cruzar la Patagonia dirigiéndose al Atlántico mientras en el Pacífico subtropical se encuentra una <b>A</b> que posteriormente atraviesa el continente en dirección NO-SE, seguido detrás por una 2da <b>B</b> que nuevamente se dirige hacia la Patagonia desde el Pacífico.  | Una banda de <b>A</b> cruza zonalmente la Patagonia, al tiempo que frente a la costa subtropical de Chile se encuentra una <b>B</b> que posteriormente atraviesa el continente en dirección NO-SE, seguida detrás por una 2da <b>A</b> que nuevamente se dirige hacia la Patagonia desde el Pacífico.   | Las <b>B</b> que afectan la Patagonia a comienzos de la secuencia, junto a <b>A</b> ubicada frente a Chile subtropical, favorecerían la generación de ppp. en la cordillera S, inhibiéndola en Cuyo. Más tarde una nueva <b>B</b> volvería a afectar la Patagonia contribuyendo a nuevas ppp. en la región. | La banda de <b>A</b> que cruza la cordillera al S, junto a las <b>B</b> ubicadas frente a Chile subtropical, favorecerían la generación de ppp. en la cordillera cuyana y su inhibición en la patagónica. Luego, la Patagonia sería alcanzada por un nuevo <b>A</b> que reduciría aún más las posibilidades de ppp. sobre la región.           |
| 15 | - | + | Una <b>B</b> atraviesa la cordillera patagónica dirigiéndose luego al litoral para el día 3, momento en el que además un <b>A</b> se instala frente a la costa central de Chile y un <b>B</b> se aproxima al continente desde el mar de Bellingshausen. El día 4 esta <b>B</b> irrumpe sobre la Patagonia mientras el <b>A</b> permanece frente a la costa de Chile central, para desplazarse al S al día siguiente. | Una <b>A</b> atraviesa la cordillera patagónica dirigiéndose luego al litoral para el día 3, momento en el que además un <b>B</b> se instala frente a la costa central de Chile y una <b>A</b> se aproxima al continente desde el mar de Bellingshausen. El día 4 esta <b>A</b> irrumpe sobre la Patagonia mientras el <b>B</b> permanece frente a la costa de Chile central, para desplazarse al S al día siguiente. | Esta situación contribuye a la generación de ppp. sobre la cordillera patagónica y a la inhibición de las mismas sobre Cuyo, al quedar la región atravesada por 2 sistemas de <b>B</b> al S y dominada por un <b>A</b> en el Pacífico subtropical, sobre todo en los días 3 y 4 de la secuencia.            | Mientras la Patagonia se encuentra afectada por altas presiones, frente a la costa subtropical de Chile se instala una <b>B</b> que afecta al cordillera cuyana, sobre todo en los días 3 y 4 de la secuencia; situación que contribuye a la generación de ppp. sobre la cordillera cuyana y a la inhibición de las mismas sobre la Patagonia. |

**Tabla IX:** Resumen de las principales características observadas en las Secuencias Principales mostradas en la Figura 34. Las abreviaturas **A**, **B** y ppp. significan respectivamente: Sistema de alta presión (alta o anticiclón), Sistema de baja presión (baja o ciclón) y precipitación (o precipitaciones).

En general, la mayoría de las SP brindan los modelos de las principales situaciones sinópticas que normalmente contribuirían a la generación de precipitaciones en la cordillera cuyana y la inhibición de las mismas sobre la patagónica para el año 1986, y viceversa para el año 1971. Ejemplo de esto lo

constituyen las SPs número 2, 5, 7, 11, 12, 14 y 15. También existen SPs que contribuirían a las características mencionadas sólo en forma parcial (i.e. por ejemplo, contribuyen a inhibir las precipitaciones en Patagonia pero no a generarlas en Cuyo para el año 1986; o viceversa para el año 1971); como ocurre con las SPs número 6 y 10. Por otra parte, algunas SPs muestran sumas parciales de magnitudes muy semejantes en algún año por lo que, consecuentemente, no resultan útiles para efectuar alguna discriminación sobre el modo predominante de la situación sinóptica representada para ese año particular; como por ejemplo las SPs 3 y 8 para 1971.

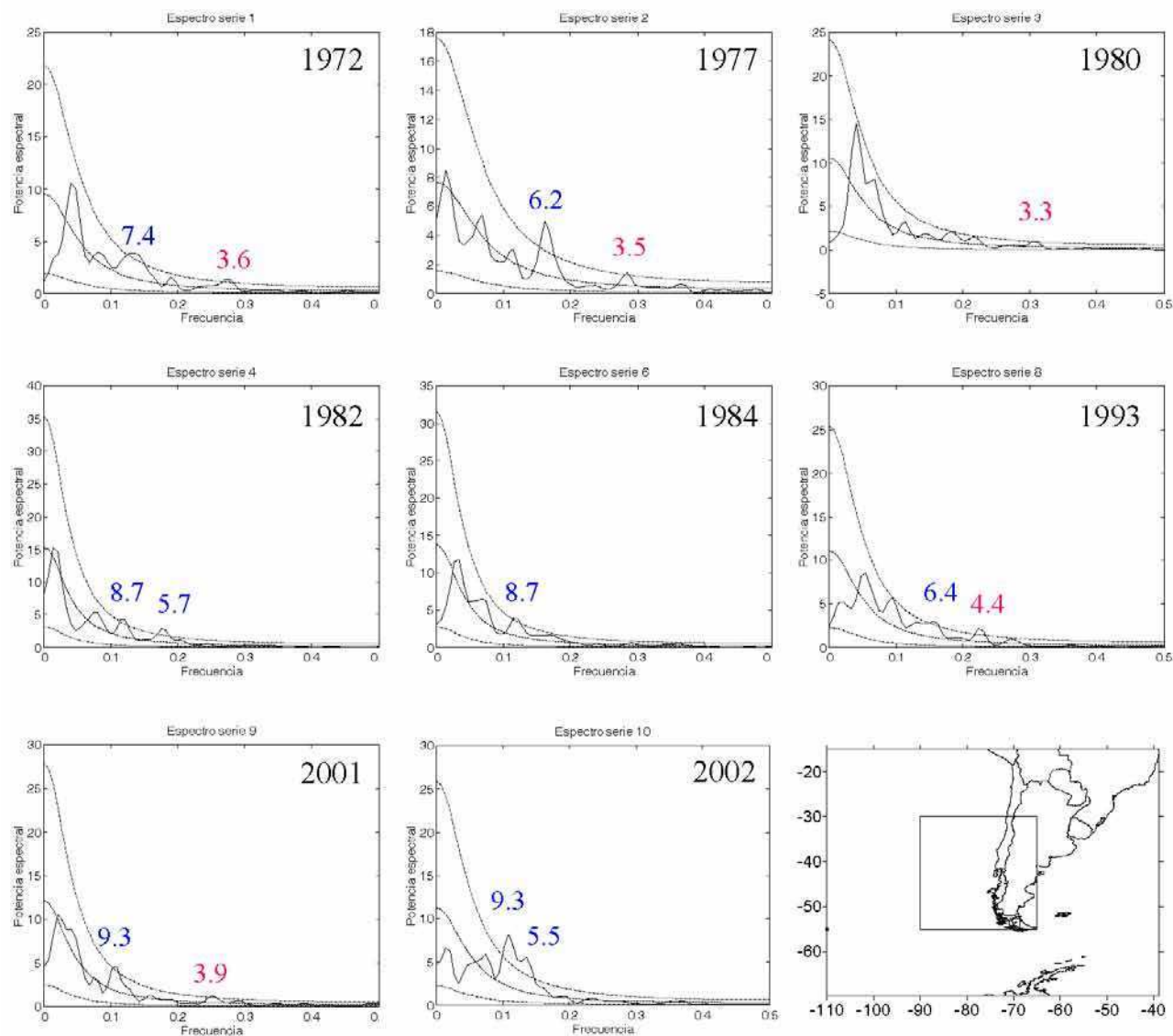
#### **6.3.4. Espectros correspondientes a las series de anomalías del módulo del gradiente horizontal de espesores 1000–500 hPa en la región cordillerana para años de exceso y déficit de caudal en Atuel y Chubut**

Con el objeto de identificar diferencias en la frecuencia de pasajes frontales u ondas baroclínicas sobre la región cordillerana en estudio, se calcularon los espectros correspondientes a las series temporales diarias (período Mayo–Octubre) del módulo del gradiente horizontal de espesores 1000–500 hPa promediado sobre el recinto  $[55^{\circ}\text{--}30^{\circ}]\text{S}\times[90^{\circ}\text{--}65^{\circ}]\text{O}$ , para años con exceso y déficit de caudal en los ríos Atuel y Chubut; los cuales pueden observarse en la *Figura 35*.

Para casi todos los años (con excepción de 1980) se observan frecuencias espectrales significativas entre alrededor de 5 y 9 días que corresponden a la frecuencia sinóptica climatológica.

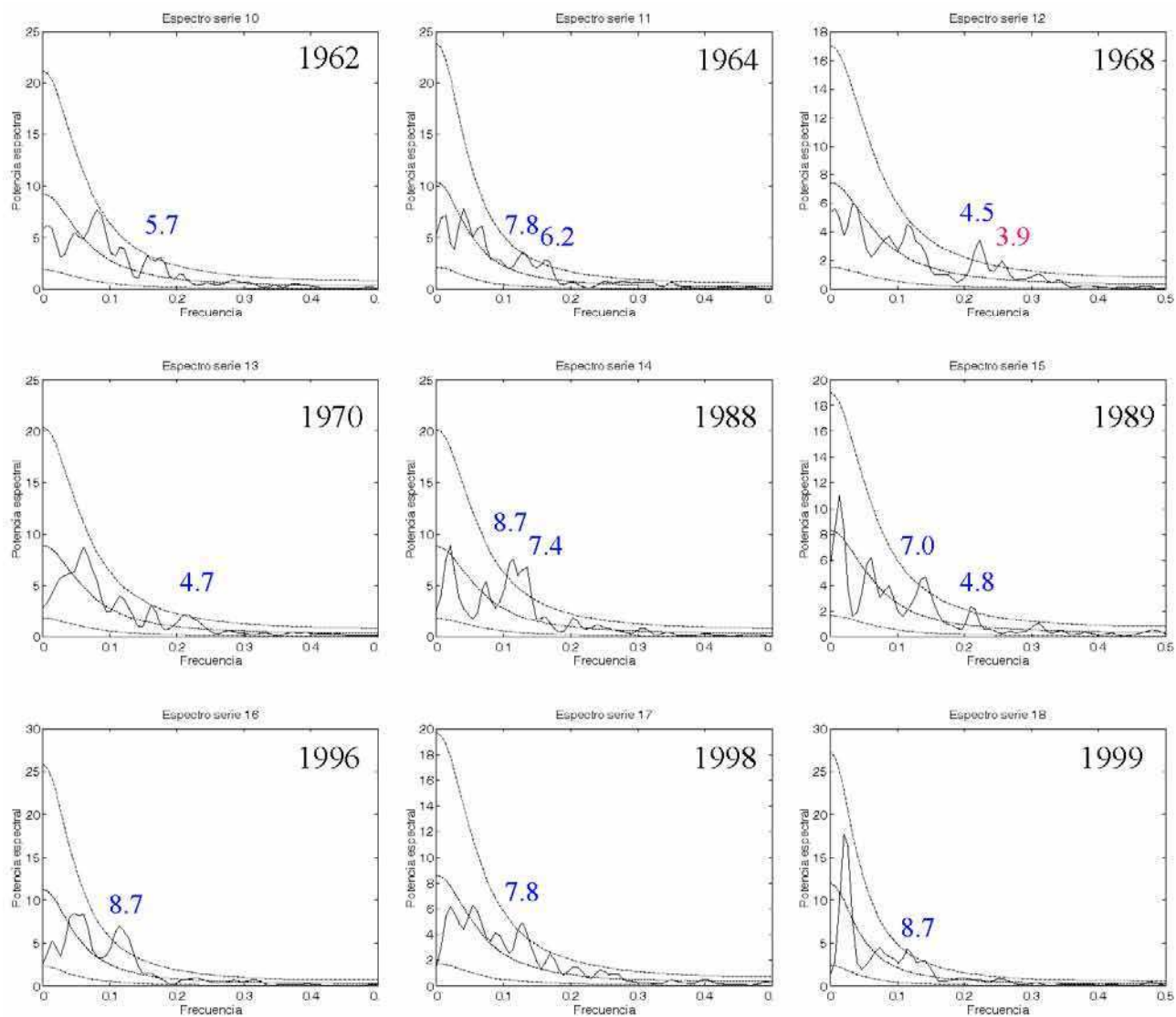
Sin embargo, de los 8 años correspondientes a exceso de caudal, existen 5 años (i.e. el 63% de los casos) que —además de la sinóptica— presentan ondas con frecuencias significativas menores a 4.5 días, mientras que sólo los años 1982, 1984 y 2002, muestran sólo la sinóptica. Por el contrario, analizando los espectros correspondientes a los 9 años con déficit de caudal, se advierte que en casi todos ellos, las ondas presentes poseen frecuencias significativas que superan los 4.5 días, con excepción del año 1968 (que representa el 11% de los casos).

### Años con exceso de caudal en Atuel y Chubut



**Figura 35:** Espectros correspondientes a las series temporales del módulo del gradiente horizontal de espesores 1000-500 hPa promediado sobre el recinto  $(55-30)^{\circ}\text{S} \times (90-65)^{\circ}\text{O}$  (cuadro inferior derecho), para años con exceso de caudal en los ríos Atuel y Chubut. Las líneas punteadas corresponden al espectro teórico de ruido rojo y las bandas de significancia del 10%. Las frecuencias (en días) marcadas corresponden a las significativas al 10% de confianza (superiores a 4.5 en azul e inferiores en rojo).

### Años con déficit de caudal en Atuel y Chubut



**Figura 35:** (continuación) Años con déficit de caudal en los ríos Atuel y Chubut.

## 6.4. Conclusiones

El modelo esquemático propuesto a partir de las diferencias  $[Atuel(+)-Atuel(-)]-[Chubut(+)-Chubut(-)]$ , revela que los casos de exceso de caudal en la cordillera cuyana y déficit en la patagónica, presentan un patrón de anomalías de circulación similar al observado para casos de exceso de caudal en Cuyo en rasgos generales, pero con anomalías de alta presión sobre el Pacífico Sur al Sudoeste de Sudamérica más retiradas hacia la Patagonia; las cuales, por un lado se interponen en la normal trayectoria de las bajas presiones que circulan por el océano en esas latitudes —desviándolas hacia latitudes subtropicales donde alcanzan las costas de Chile central y provocan precipitaciones en Cuyo—; y por otro, contribuyen a inhibir la precipitación en la Cordillera Patagónica. El esquema contrario estaría asociado a excesos de caudal en la Cordillera Sur y déficit en la Cuyana. Adicionalmente, este modelo, por estar basado en las situaciones observadas en todos los años de caudales extremos, representa un patrón general de las condiciones anómalas asociadas a la distribución diferencial de precipitaciones sobre las regiones en cuestión.

Para el análisis en escala sinóptica se obtienen resultados complementarios a partir de tres ejemplos extremos: los años 1986 y 1987 (con una anomalía positiva de caudal en Atuel y negativa en Chubut) y el año 1971 (con una anomalía negativa en Atuel y positiva en Chubut). Para estos años la circulación media observada presenta configuraciones opuestas entre sí. Las condiciones de exceso de caudal en la cordillera central y déficit en la cordillera Sur, estarían asociadas a frecuentes situaciones de bloqueo y reducción de los oestes en el Pacífico Sur al Sudoeste del continente, que forzarían a los sistemas de baja presión a desviarse hacia latitudes subtropicales e inhibirían el avance del frente polar hacia latitudes más bajas en invierno. Los sistemas de baja presión alcanzarían la cordillera central produciendo inestabilidad y advección de humedad sobre las nacientes de los ríos de la región cuyana. Mientras tanto, sobre la Patagonia y el Atlántico Sur, se produciría una fuerte subsidencia y advección de aire frío y seco polar, inhibiendo las precipitaciones sobre la región. Las condiciones inversas (i.e. bajas presiones sobre el Sur patagónico provenientes del



Pacífico Sur con alta baroclinicidad, e intensificación del anticiclón semipermanente del Pacífico) explicarían situaciones de alto caudal en la cordillera Sur y bajo caudal en la cordillera central. Los ejemplos estudiados no revelan una época preferencial del invierno en la cual tengan lugar estas situaciones.

El ASP efectuado sobre las HGP diarias para los períodos Mayo–Octubre de 1986 y 1971, revela los principales patrones sinópticos de circulación a escala diaria que contribuyen a la generación de precipitaciones en la cordillera cuyana y su inhibición en la patagónica —y viceversa—; los cuales confirman las conclusiones anteriormente postuladas. Por supuesto, las SPs no deben interpretarse en general como campos reales observados, sino como modelos cuyas combinaciones lineales (i.e. promedios ponderados usando como pesos los coeficientes de carga), dan como resultado las secuencias de entrada originales estandarizadas. La menor magnitud de los factores de carga correspondientes a la SP 1 para 1986, revela una mayor perturbación del flujo básico para el invierno en condiciones de altos caudales en Cuyo y bajos en Patagonia. Adicionalmente, la persistencia en el tiempo de altos factores de carga positivos correspondientes a la SP 2 para el mismo año, confirma la tendencia a una mayor frecuencia en la ocurrencia de bloqueos en el Pacífico Sur para estas condiciones.

Por último, se advierte cierta tendencia al aumento en la frecuencia diaria de ondas baroclínicas sobre la Cordillera Central y Sur, para años con exceso de caudal en comparación con años de déficit.

## 7. CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES MÁS DESTACABLES

El comportamiento de los caudales de los ríos argentinos cuyas nacientes se encuentran sobre las altas cumbres de la cordillera de los Andes, determina 2 zonas cuyas condiciones climáticas dan regímenes hídricos diferenciables con características estadísticamente homogéneas.

Las regiones identificadas resultan: I) el área que se extiende desde el río Neuquén (pcia. de Neuquén) hasta el río Senguer (pcia. de Chubut) y II) el área que se extiende desde el río Jachal (pcia. de San Juan) hasta el río Colorado (pcia. de Mendoza). Los hidrogramas correspondientes a los ríos de estas regiones, presentan un máximo estival para la región II debido principalmente al derretimiento de nieve invernal y un doble máximo invernal-estival para la región I debido a la combinación de la precipitación líquida durante el invierno y el derretimiento de la precipitación nival en primavera-verano.

Los caudales de los ríos Chubut y al Atuel pueden considerarse como caudales patrón para los correspondientes a los restantes ríos de las regiones I y II. La baja correlación existente entre los caudales de estos ríos, expresa la independencia estadística entre las mismas.

El análisis de las marchas de escurrimiento anual para los ríos patrón, no sólo evidencia la existencia de años con comportamiento distinto entre ellos, sino también, la ausencia de tendencia significativa a lo largo de cada uno de sus períodos de registro.

Las características de la circulación atmosférica invernal resultan determinantes, tanto en la variabilidad interanual como en la ocurrencia de extremos, para el caudal de estos ríos.

Los casos de exceso de caudal se encuentran asociados a la presencia de anomalías positivas de presión al Oeste del Pasaje de Drake que se interponen en la trayectoria de los sistemas de baja presión que normalmente transitan por esta región; lo cual podría deberse al aumento en la frecuencia de eventos de bloqueo o del pasaje de anticiclones por latitudes altas, o bien a la disminución en la intensidad de los oestes y/o de las bajas presiones frecuentemente observadas en estas latitudes.

Garreau y Battisti (1999), asocian la presencia de esta anomalía anticiclónica a condiciones de El Niño. Estas anomalías afectan la región patagónica con una intensa circulación anómala del Sur que alcanza menores latitudes en el caso de Atuel, advectando aire frío y seco sobre el continente desde el Atlántico Sur. Por el contrario, las anomalías de baja presión se encuentran confinadas a las porciones Sudoeste y central del Pacífico Sur, afectando las costas centrales de Chile —más al Norte en el caso de Atuel que en el de Chubut— y por lo tanto la región cordillerana de Cuyo para el caso de Atuel y del Norte Patagónico para el caso de Chubut; como producto probablemente del bloqueo producido por las altas presiones anteriormente mencionadas, junto a la disminución o desaparición frecuente del anticiclón semipermanente del Pacífico. Las anomalías ubicadas frente a las costas de Chile, producen una circulación anómala del Norte a lo largo de la costa occidental de Sudamérica en capas bajas, que advecta humedad desde latitudes tropicales del Pacífico, convergiendo sobre la naciente de los ríos. El aire húmedo es obligado a ascender sobre las laderas occidentales de la cordillera, descargando su humedad en las cumbres y descendiendo luego a sotavento. Por otra parte, en altura los centros anómalos de presión mencionados, junto a otros ubicados en el Pacífico central y occidental y en el Atlántico, forman dos trenes de ondas estacionarias fácilmente distinguibles —uno de longitudes mayores que atraviesa el Pacífico desde Australia hasta el mar de Bellingshausen para curvarse luego en dirección al Atlántico (siguiendo un patrón de onda 3 hemisférico en latitudes medias), con fuente sobre la región donde normalmente se observa la ZCPS, ayudando a mantener las anomalías positivas de presión al SO del continente; y otro de ondas más cortas que atraviesa el continente por latitudes subtropicales con fuente sobre el Pacífico central subtropical—. Las anomalías observadas sobre el continente y sus adyacencias, se encuentran retiradas algo más al Sur en caso de Chubut con respecto a Atuel. Adicionalmente, sobre el litoral se genera una anomalía negativa de presión con circulación ciclónica que sugiere la frecuente ocurrencia de ciclogénesis sobre esta zona, con una onda frontal asociada, junto a la retirada hacia el Sur del anticiclón del Atlántico y el arrastre de humedad proveniente del Amazonas hacia el Sur de Brasil. Por otra parte, sobre el Pacífico occidental y central en latitudes bajas, se asocian circulaciones

anómalas ciclónicas con convergencia en superficie y anticiclónicas con divergencia en altura, que sugieren la presencia de bajas térmicas probablemente asociadas a un calentamiento anómalo de la superficie del mar —reflejo de la vinculación entre la variabilidad de los caudales y el ciclo ENOS, observada en este trabajo—, o generado dentro de la propia atmósfera. Esto indicaría cierto desplazamiento hacia el Este de la ZCPS contribuyendo a la generación del tren de ondas que atraviesa el continente en forma zonal desde el Pacífico central y que mantiene las anomalías negativas de presión frente a las costas de Chile central y sobre el litoral argentino. Este desplazamiento hacia el Este de la ZCPS evidenciaría la alteración de la normal circulación de Walker en los casos de exceso de caudal.

Por el contrario, en condiciones de déficit de caudal, los patrones de anomalías de circulación presentan características opuestas a las descritas para los casos de superávit. Más específicamente, se observa una intensificación tanto de los oestes en latitudes altas como de los anticiclónicos semipermanentes en latitudes medias que realza notoriamente las características del flujo básico. La región cordillerana se encuentra dominada por altas presiones provocando una subsidencia anómala sobre la región, mientras la circulación de los oestes se intensifica sobre la Patagonia en el caso de Atuel y sobre el Tierra del Fuego en el caso de Chubut. Las circulaciones asociadas provocan fuertes anomalías negativas de humedad sobre el continente, reforzadas por la subsidencia inducida por convergencias anómalas en altura y divergencias en superficie que inhiben la convección sobre Brasil. Por el contrario, los movimientos de ascenso se restringen al Pacífico occidental donde se observan convergencias anómalas en superficie y divergencias en altura, probablemente asociadas a un calentamiento anómalo del océano en esta región —propio de eventos La Niña—, que provoca convección y gran concentración de humedad intensificando la actividad de la ZCPS. Adicionalmente, en altura se observa un patrón de ondas estacionarias que atraviesa el Pacífico en dirección al Atlántico pasando por el mar de Bellingshausen, similar al descrito para casos de superávit, pero de fase opuesta, probablemente debida a la intensificación de la ZCPS anteriormente mencionada, y que contribuye a mantener las anomalías negativas de presión al SO del continente..

Los patrones de onda descriptos tanto para los casos de superávit como de déficit de caudal en ambos ríos (ver Figuras 13 y 16), presentan características similares a los trenes de ondas asociados a la variabilidad de ciclo ENOS (Mo, 2000), tales como los modos 2 y 3 de la variabilidad de la circulación en el HS (ver Apéndice C), correspondientes a los patrones “Pacífico–Sudamérica” (PSA), los cuales se encuentran caracterizados por centros de anomalías extendidas desde los trópicos, con una estructura de onda 3 en latitudes medias en cuadratura con cada centro. La región fuente del segundo patrón (PSA1) se halla localizada al Este de  $180^\circ$  mientras la correspondiente al tercer patrón (PSA2) descansa sobre el Mar de Tasmania. Mo (2000) mostró que la PSA1 se encuentra asociada a los ciclos de baja frecuencia de la variabilidad del ENOS con períodos dominantes de ~40-48 meses, mientras que la PSA2 se asocia a la componente quasi-bienal del ENOS con un período de ~26 meses. Los patrones de onda encontrados en este trabajo para los casos de déficit de caudal (ver Figura 16), muestran configuraciones similares a las correspondientes al PSA1 (ver Apéndice C) en el caso de Chubut y al PSA2 en el caso de Atuel. Por su parte, los trenes de ondas correspondientes a los casos de exceso de caudal (ver Figura 13, campos de altura) se asemejan a los presentados en el modo PSA2, con el adicional del patrón de ondas más cortas que atraviesa el continente sudamericano por latitudes subtropicales ya descrito en secciones anteriores.

De esta manera, ciertas características de la circulación asociada a extremos de caudal pueden relacionarse directamente con calentamientos diferenciales en la superficie del Pacífico y por lo tanto, con la ocurrencia de eventos El Niño o La Niña. Por tal motivo, la variabilidad de los caudales de los ríos andinos argentinos se ve vinculada con las fluctuaciones de la TSM y el ciclo ENOS. En este sentido, a partir de la relación entre los caudales de los ríos cordilleranos y las anomalías estandarizadas de TSM en la región Niño3+4, se pueden diferenciar cuatro subregiones: 1) Cuyo Norte (que involucra los ríos Jachal, San Juan y Mendoza), donde la relación entre Niño3+4 y los caudales alcanza a alrededor de 14 meses de antelación al período de máximo caudal, 2) Cuyo Sur (con los ríos Tunuyán, Diamante, Atuel y Colorado), donde esta antelación se produce con alrededor de 8 meses, 3) Patagonia Norte (que contiene a los ríos Neuquén, Negro, Limay, Chubut y Senguer), donde la relación entre caudales y

Niño3+4 ocurre en forma simultánea y 4) Patagonia Sur (con el río Santa Cruz), con características similares a Cuyo Norte.

Durante años de eventos El Niño (La Niña) en que se debilita (fortalece) el anticiclón del Pacífico Sur, se ven afectados principalmente los ríos de la zona al Norte del Colorado. Para los meses del invierno previo al período maduro de un evento Niño (Niña), el gradiente meridional de temperatura sobre el Pacífico es mayor y la perturbación provocada por las anomalías positivas (negativas) de TSM en el área Niño3+4 afecta la fuente de ondas de Rossby y las condiciones que encuentra la onda al propagarse hacia latitudes medias (Trenberth, 1993).

Las excepciones analizadas al estudiar la vinculación entre los caudales del río Atuel y la ocurrencia de eventos El Niño / La Niña, nos llevan a reconsiderar la relación entre los caudales de los ríos andinos para el área entre 30°S y 40°S, y el ciclo ENOS. Las anomalías de TSM durante el invierno para el área del océano Pacífico ecuatorial, parecen ser relevantes en la definición de la variabilidad de los caudales y sobre todo en su posible pronóstico. Sin embargo debe tenerse en cuenta que las condiciones de TSM que se observan durante la fase madura (primavera-verano del Hemisferio Sur) no resultan tan importantes. Por lo tanto, un pronóstico de El Niño o La Niña podría por sí sólo llevar a una predicción errónea de los caudales, de no tenerse en cuenta también la evolución del evento, en especial cuando se pasa en forma relativamente abrupta de condiciones El Niño a La Niña —o viceversa— hacia fines de invierno y/o primavera.

En Patagonia Norte, para el río Chubut se observa una mayor independencia de las condiciones del Pacífico ecuatorial y una mayor influencia de las condiciones de latitudes medias y altas que para el caso de Atuel. La correlación significativa positiva entre el caudal del Chubut y la TSM sobre el Pacífico al Sur de 60°S, pondría en evidencia cierta relación entre la variabilidad en las condiciones de la Corriente Circumpolar Antártica —localizada generalmente en esas latitudes del océano— y la del caudal de este río. White y Peterson (1996) encontraron anomalías de temperatura y presión en altas latitudes del Hemisferio Sur, acopladas a anomalías de hielo en mar que denominaron Onda Circumpolar Antártica de período de alrededor de 4 años. Posteriormente, Peterson y White (1998) encuentran relaciones entre las variaciones



de la Onda Circumpolar y el ciclo ENOS. En consecuencia, dado que los ríos estudiados muestran alguna relación significativa con la TSM en latitudes altas, es de suponer que condiciones anómalas de concentración de hielo en los mares de Amundsen-Bellinghausen y Weddell podrían estar indirectamente asociadas a variabilidades en los caudales, lo cual requiere mayores investigaciones. En este sentido, en el Mar de Amundsen-Bellinghausen, las anomalías positivas de TSM y de temperatura del aire están asociadas a bajas concentraciones de hielo en mar y se vinculan con la fase positiva del Dipolo Antártico (Yuan y Martinson, 2000; Barreira y Compagnucci, 2004 y 2005) que podría relacionarse con caudales sobre el promedio en la región andina (al tiempo que la fase inversa del dipolo, con caudales bajo la media).

Además de las características climáticas asociadas a extremos de caudal tanto en la región cuyana como en la patagónica enunciadas previamente, existe también un patrón de circulación que responde a casos en los cuales el comportamiento de los caudales en la región I es inverso al presente en la región II. En tal sentido, los casos de exceso de caudal en la cordillera cuyana y déficit en la patagónica, presentan un patrón de anomalías de circulación similar al observado para casos de exceso de caudal en Cuyo, pero con anomalías de alta presión sobre el Pacífico Sur al Sudoeste de Sudamérica retiradas hacia la Patagonia; las cuales, por un lado se interponen en la normal trayectoria de las bajas presiones que circulan por el océano en esas latitudes —desviándolas hacia latitudes subtropicales donde alcanzan las costas de Chile central y provocan precipitaciones en Cuyo—; y por otro, contribuyen a inhibir la precipitación en la Cordillera Patagónica. Más específicamente, estos casos estarían asociados a frecuentes situaciones de bloqueo y reducción de los oestes en el Pacífico Sur al Sudoeste del continente, que forzarían a los sistemas de baja presión a desviarse hacia latitudes subtropicales e inhibirían el avance del frente polar hacia latitudes menores en invierno. Los sistemas de baja presión alcanzarían la cordillera central produciendo inestabilidad y advección de humedad sobre las nacientes de los ríos de la región cuyana. Mientras tanto, sobre la Patagonia y el Atlántico Sur, se produciría una fuerte subsidencia y advección de aire frío y seco polar, inhibiendo las precipitaciones sobre la región. Las condiciones inversas (i.e. bajas presiones sobre el Sur patagónico provenientes del Pacífico Sur con alta baroclinicidad, e intensificación del anticiclón

semipermanente del Pacífico) explicarían situaciones de alto caudal en la cordillera Sur y bajo caudal en la cordillera central. Los ejemplos estudiados no revelan una época preferencial del invierno en la cual tengan lugar estas situaciones.

El ASP efectuado sobre las HGP diarias para los períodos Mayo–Octubre de 1986 y 1971, revela los principales patrones sinópticos de circulación a escala diaria que contribuyen a la generación de precipitaciones en la cordillera Cuyana y su inhibición en la Patagónica —y viceversa—; los cuales confirman las conclusiones anteriormente postuladas. Por supuesto, las SPs no deben interpretarse en general como campos reales observados, sino como modelos cuyas combinaciones lineales (i.e. promedios ponderados usando como pesos los coeficientes de carga), dan como resultado las secuencias de entrada originales estandarizadas. La menor magnitud de los factores de carga correspondientes a la SP 1 para 1986, revela una mayor perturbación del flujo básico para el invierno en condiciones de altos caudales en Cuyo y bajos en Patagonia. Adicionalmente, la persistencia en el tiempo de altos factores de carga positivos correspondientes a la SP 2 para el mismo año, confirma la tendencia a una mayor frecuencia en la ocurrencia de bloqueos en el Pacífico Sur para estas condiciones.

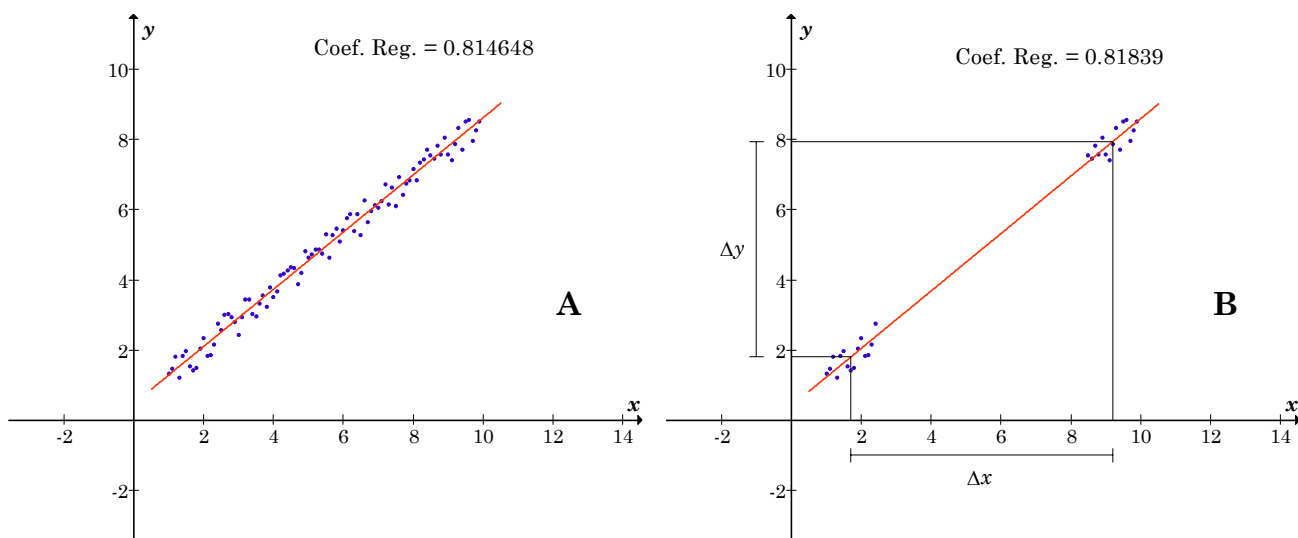
Por último, se advierte cierta tendencia al aumento en la frecuencia diaria de ondas baroclínicas sobre la Cordillera Central y Sur, para años con exceso de caudal en comparación con años de déficit.

## APÉNDICE A

### Campos de diferencias Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-) y su relación con los campos de regresiones

Los campos de diferencias entre años de exceso y déficit para dada río (i.e. Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-)), resultan prácticamente idénticos a los campos de regresiones obtenidos a partir de las regresiones, para cada punto, entre el caudal medio estacional correspondiente al período Noviembre-Marzo para Atuel con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Septiembre precedente (i.e. un desfase de 6 meses), y el caudal medio estacional correspondiente al período Junio-Noviembre para Chubut con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Octubre precedente (i.e. un desfase de 1 mes); ya que las regresiones dependen casi exclusivamente de la diferencia entre los valores extremos de las variables meteorológicas para cada punto de observación.

En efecto, la Figura A1 muestra los ajustes realizados sobre un conjunto de 90 puntos tomando la totalidad de las observaciones (panel A) y sólo el 33.3% de los valores extremos (panel B). El coeficiente de regresión viene dado por la pendiente



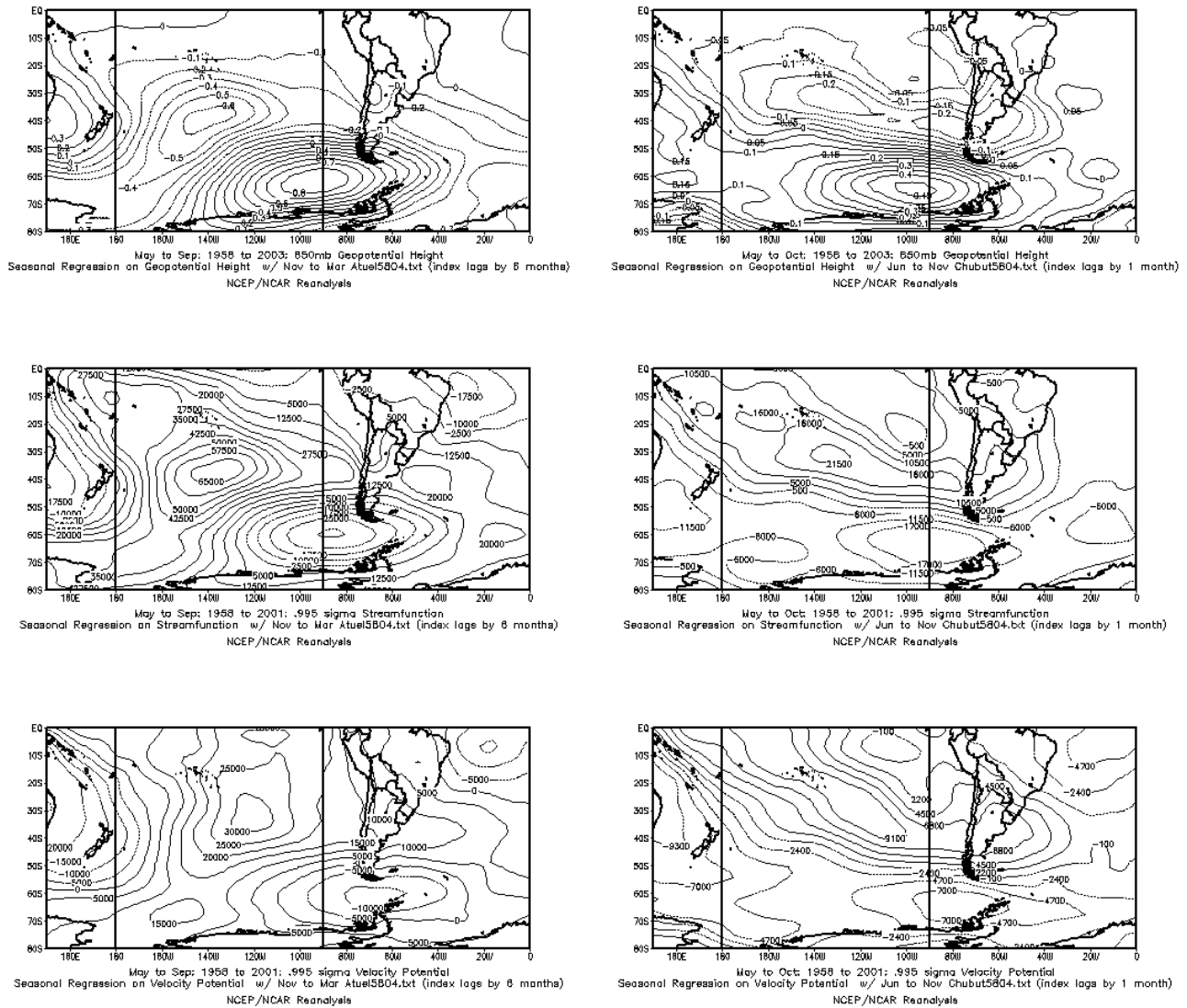
**Figura A1:** Ajustes lineales por cuadrados mínimos realizados sobre un conjunto de 90 puntos tomando la totalidad de las observaciones (A) y sólo el 33.3% de los valores extremos (B).

$m = \Delta y / \Delta x$  de la recta de ajuste por cuadrados mínimos y resulta igual a 0.815 en el caso de tomar la totalidad de los puntos de observación e igual a 0.818 en el caso de quitar las dos terceras partes de los valores centrales de la muestra y reteniendo sólo los valores extremos de la misma. Evidentemente, la diferencia entre estos coeficientes no resulta significativa debido a que el ajuste depende casi exclusivamente de los valores extremos.

Por otra parte, el cálculo de los campos de regresión calculados sólo sobre los valores extremos involucra el cálculo punto a punto de los cocientes  $m = \Delta y / \Delta x$  tomando las diferencias  $\Delta x$  del caudal y  $\Delta y$  de las variables meteorológicas como las diferencias entre los centros de masa de cada grupo de observaciones extremas (ver Figura A1 B). Ya que las diferencias  $\Delta x$  del caudal son las mismas para cada punto del mapa, el campo dependerá sólo de las diferencias  $\Delta y$  de la variable meteorológica considerada. Estas diferencias  $\Delta y$  son precisamente las calculadas en la sección 4 como Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-), y de allí la semejanza entre estos campos y los correspondientes a los de regresiones.

La Figura A2 muestra, a modo de ejemplo, los campos de regresiones en cuestión, correspondientes a la altura geopotencial de 850 hPa (arriba), la función corriente (centro) y el potencial de velocidad (abajo) en  $\sigma = 0.995$ ; para Atuel (izquierda) y Chubut (derecha). Estos campos pueden fácilmente compararse con los correspondientes a las diferencias Atuel(+)-Atuel(-) y Chubut(+)-Chubut(-) mostrados en las Figuras 13, 14 y 15 de la sección 4.

Obsérvese que casi no se registran diferencias en la estructura de los campos, aunque se deben tener en cuenta las diferencias en las unidades de las isolíneas ya que, mientras los campos de diferencias (i.e. Figuras 13, 14 y 15) tienen las unidades de la variable meteorológica en cuestión, los campos de regresiones (i.e. Figura A2) tienen las unidades de la variable meteorológica dividida por las unidades de caudal.



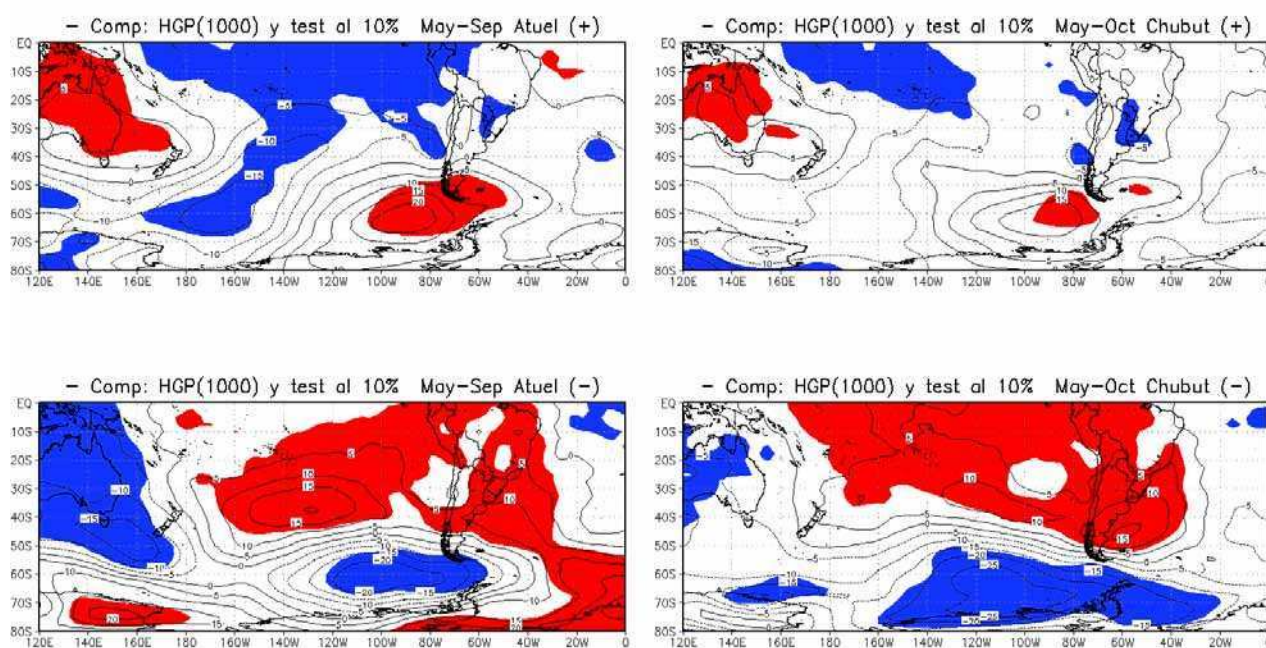
**Figura A2:** Campos de regresiones asociados a la altura geopotencial de 850 hPa (arriba), la función corriente (centro) y el potencial de velocidad (abajo) en  $\sigma = 0.995$ . Las regresiones se calculan entre el caudal medio estacional correspondiente al período Noviembre-Marzo para Atuel (izquierda) con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Septiembre precedente (i.e. un desfase de 6 meses), y el caudal medio estacional correspondiente al período Junio-Septiembre para Chubut (derecha) con los valores medios de las variables meteorológicas para la estación Mayo-Septiembre precedente (i.e. un desfase de 1 mes).

## APENDICE B

### Significancia de las anomalías presentadas en la Sección 4

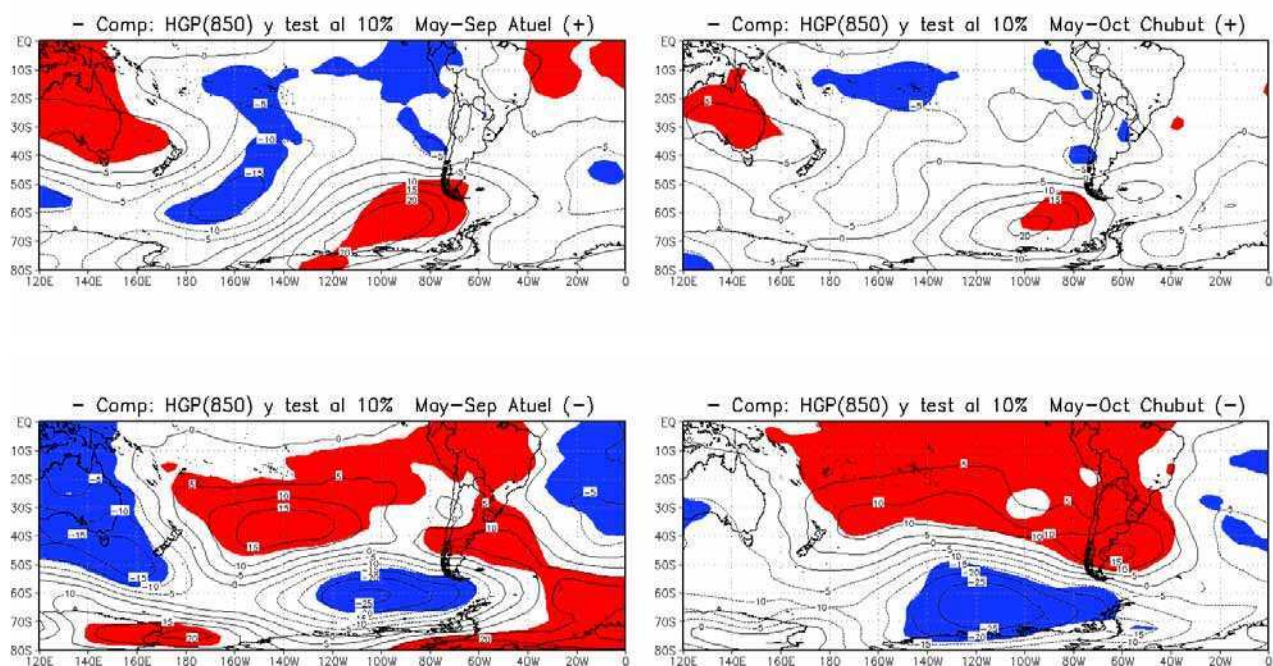
A continuación se presentan los campos de anomalías mostrados en las Figuras 13, 14 y 15 de la Sección 4 de este trabajo, para las variables: altura geopotencial (Figura B1), función corriente (Figura B2) y potencial de velocidad (Figura B3); en los cuales se han sombreado los valores significativos al 90% de significancia.

Obsérvese que, si bien algunos centros de anomalías no presentan valores significativos, los mismos forman parte de un campo cuya estructura es significativa debido a la significancia de centros adyacentes, o a la significancia de centros en otros niveles y/o variables meteorológicas sobre la misma posición.

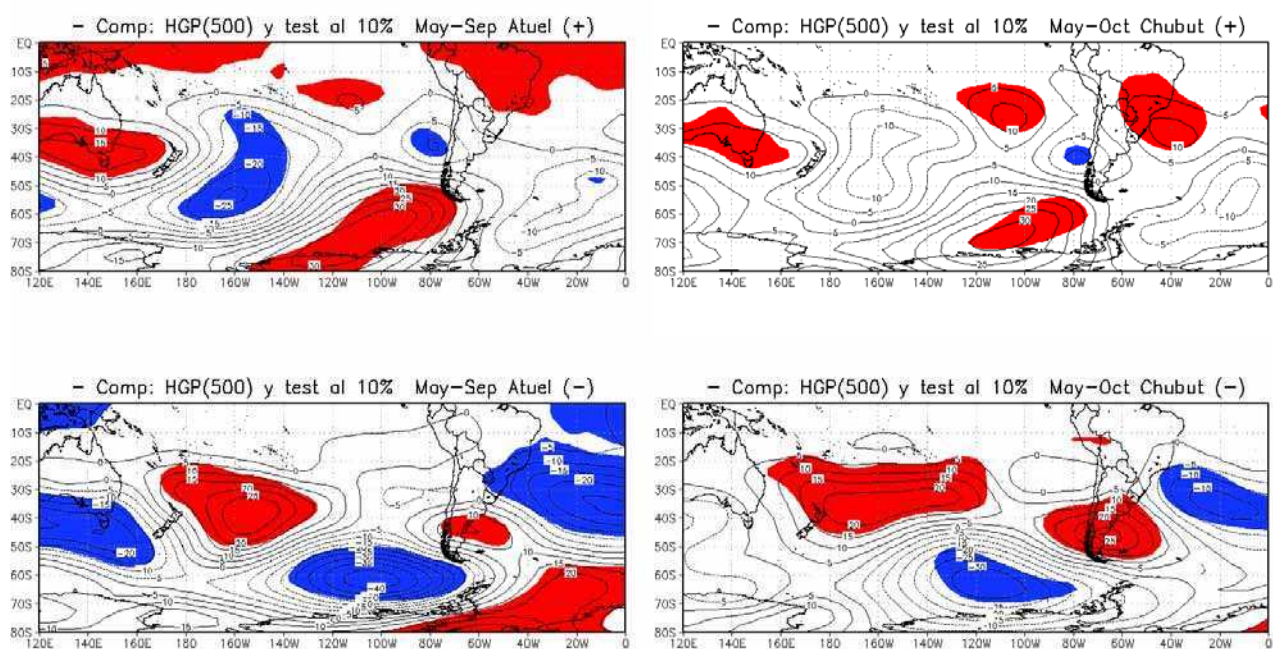


**Figura B1:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de altura geopotencial correspondiente al nivel de 1000 hPa (en m), para años de exceso (arriba) y de déficit (abajo) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los valores sombreados corresponden a aquellos coeficientes significativos al 90% de significancia.



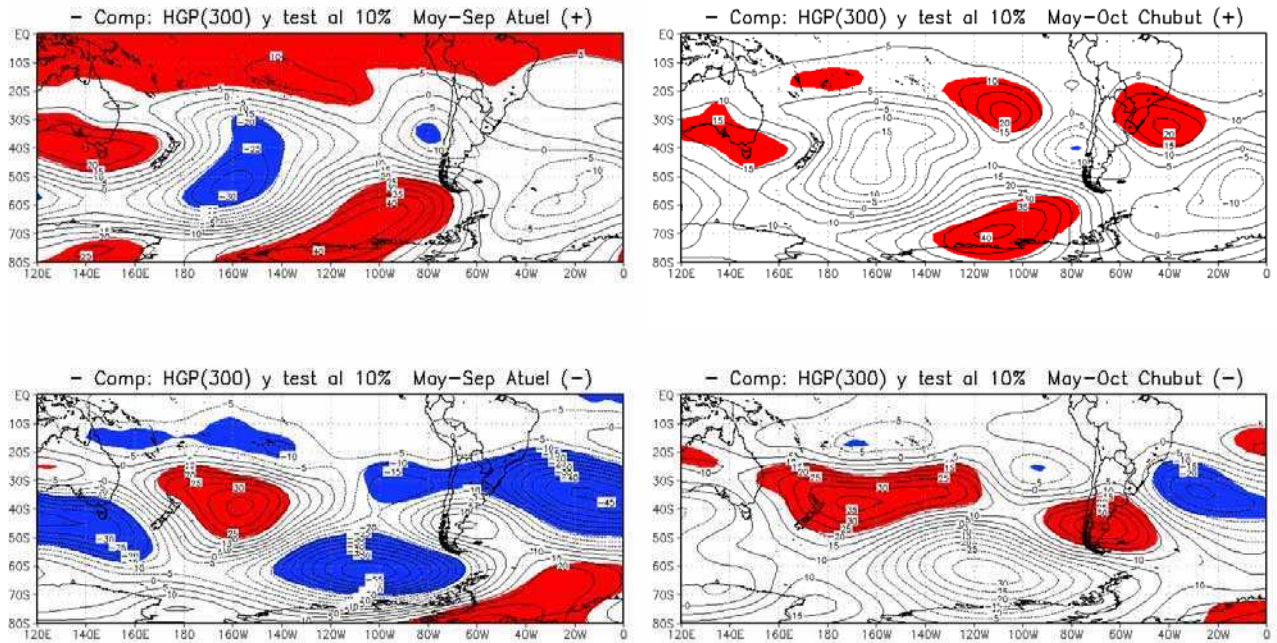


**Figura B1:** Continuación (nivel de 850 hPa).

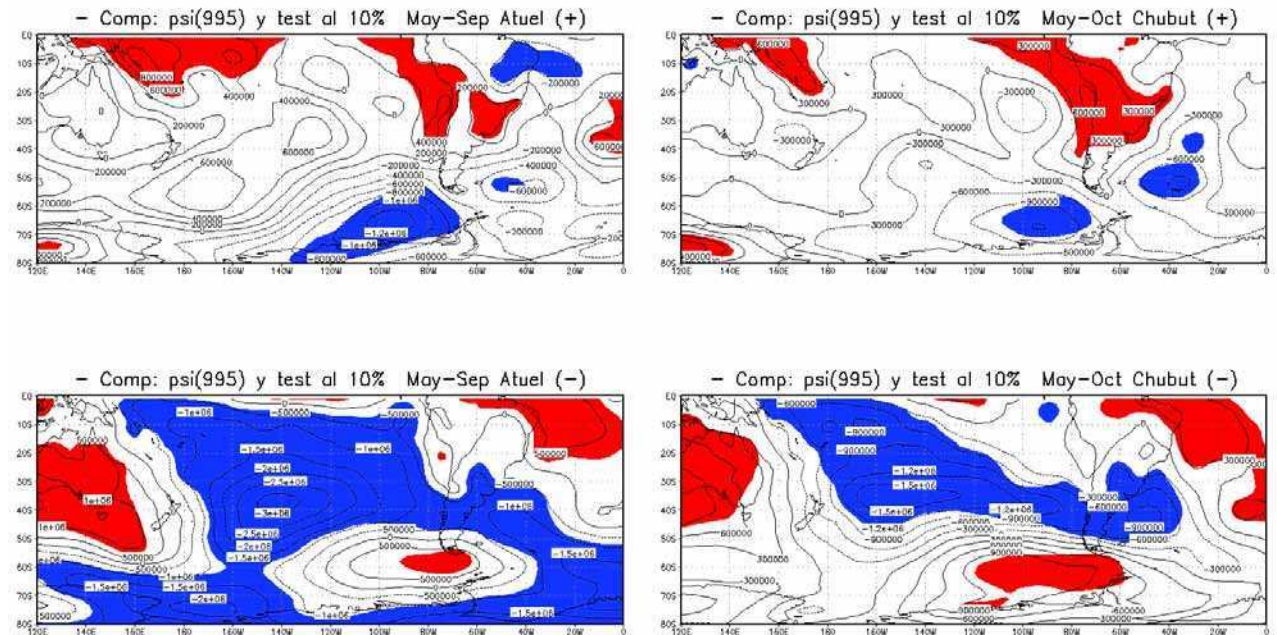


**Figura B1:** Continuación (nivel de 500 hPa).



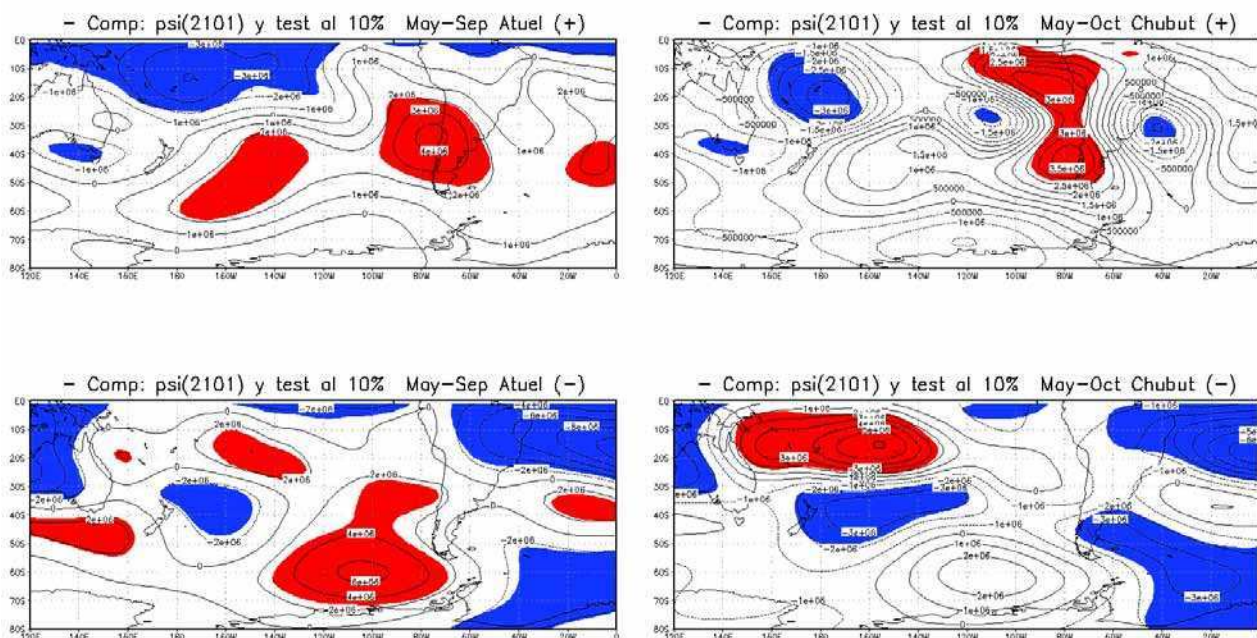


**Figura B1:** Continuación (nivel de 300 hPa).

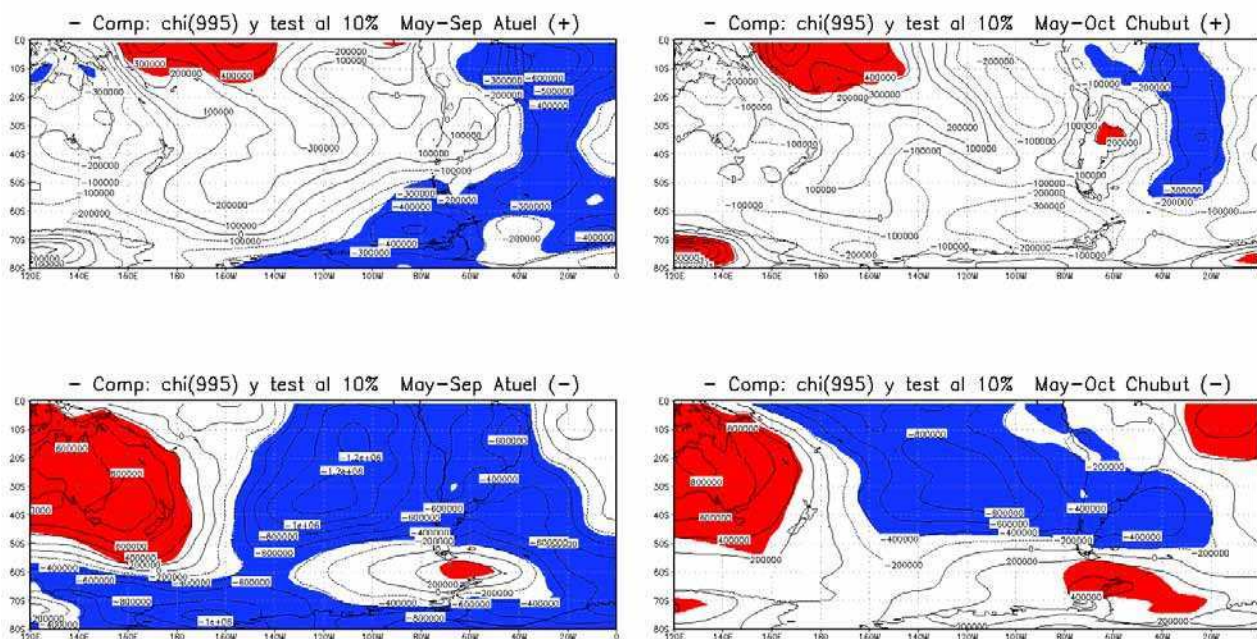


**Figura B2:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de función corriente en el nivel  $\sigma=0.995$  (en  $m^2 s^{-1}$ ), para años de exceso (arriba) y de déficit (abajo) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los valores sombreados corresponden a aquellos coeficientes significativos al 90% de significancia.

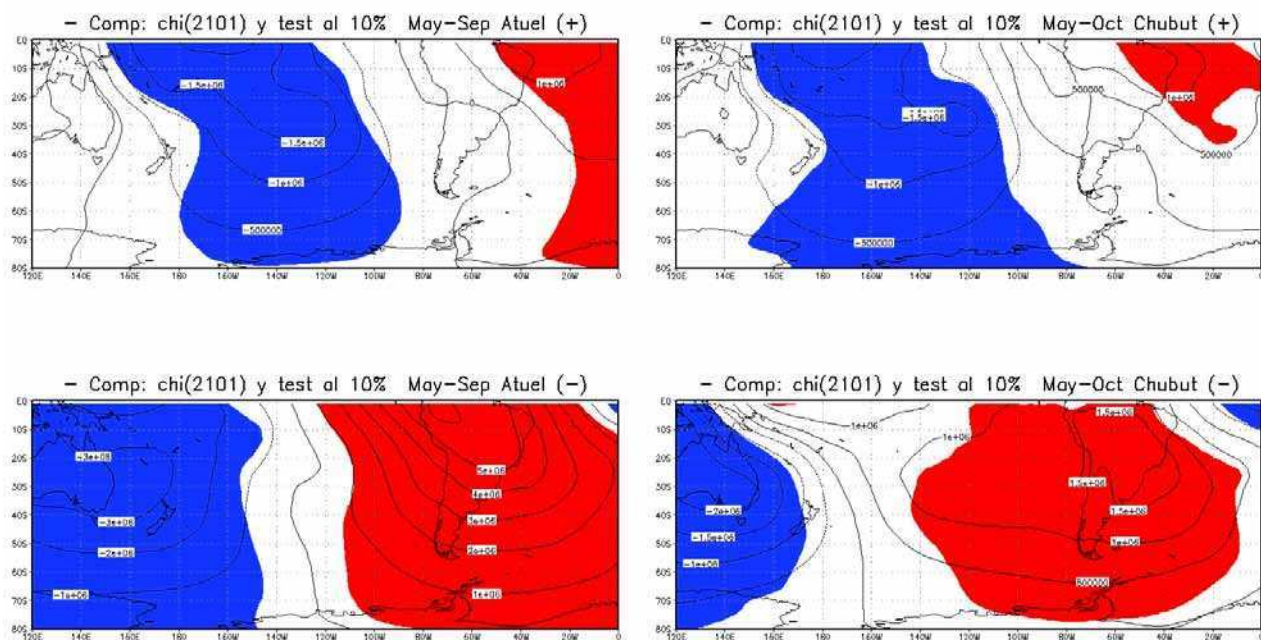




**Figura B2:** Continuación (nivel  $\sigma=0.2101$ ).



**Figura B3:** Composiciones de campos de anomalías medias estacionales (período Mayo-Septiembre) de potencial de velocidad en el nivel  $\sigma=0.995$  (en  $m^2 s^{-1}$ ), para años de exceso (arriba) y de déficit (abajo) de caudal del río Atuel (izquierda); y campos análogos (período Mayo-Octubre) para caudales del río Chubut (derecha). Los valores sombreados corresponden a aquellos coeficientes significativos al 90% de significancia.

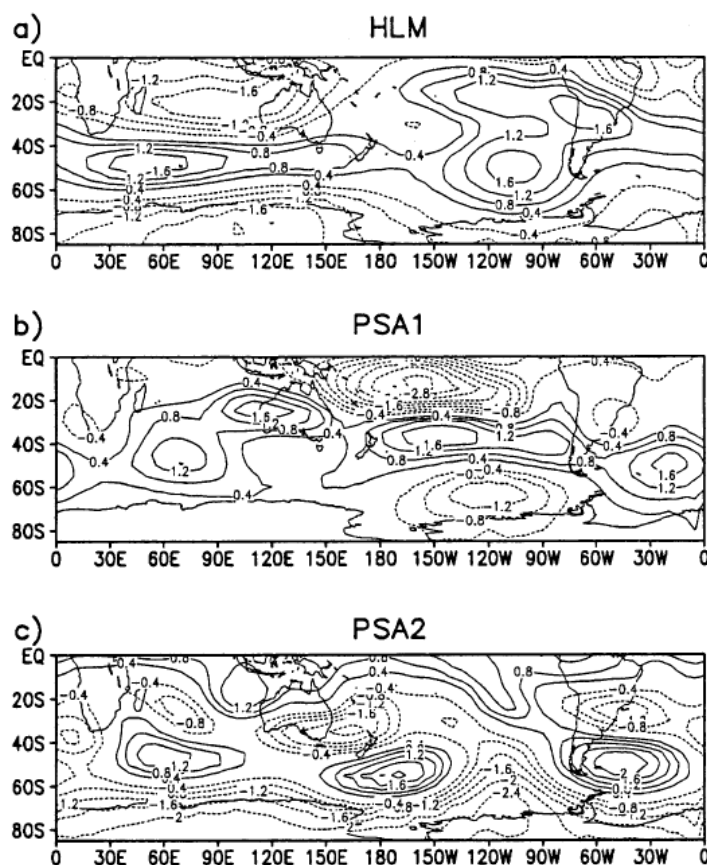


**Figura B3:** Continuación (nivel  $\sigma=0.2101$ ).

## APÉNDICE C

### Principales modos de variabilidad de la circulación en el Hemisferio Sur

La siguiente Figura (reproducida de Vera et al., 2004) muestra los patrones de las primeras tres Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), calculadas sobre las anomalías de la función corriente media mensual en  $\sigma=0.2$  sobre el HS para la primavera austral (Octubre–Diciembre). De acuerdo con Mo (2000), estas componentes son las mismas para todas las estaciones, en particular para el invierno austral (Junio–Agosto).



*Patrones de las primeras tres Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) (a, b y c, respectivamente), calculadas sobre las anomalías de la función corriente media mensual en  $\sigma=0.2$  sobre el HS para la primavera austral (Octubre–Diciembre). Reproducido de Vera et al. (2004).*

## BIBLIOGRAFÍA

- ACEITUNO, P. y GARREAUD, R., 1995. Impactos de los fenómenos El Niño y La Niña sobre regímenes fluviométricos andinos. *Rev. Soc. Chilena Ing. Hidráulica*, vol. 10(2), pp. 33-43.
- ACEITUNO, P. y VIDAL, F. 1990. Variabilidad interanual en el caudal de ríos andinos en Chile Central en relación con la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Central. *Revista de la Sociedad Ingeniería Hidráulica* 5:1, n.p
- ACEITUNO, P., 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector, I: Surface Climate. *Mon. Weather Rev.* vol. 116, pp. 505-524.
- BARREIRA, S. y COMPAGNUCCI, R., 2004. Circulación atmosférica y patrones de anomalías de hielo en mar en los mares de Weddell, Bellingshausen y Amundsen. XXII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Buenos Aires, Argentina, 6 al 10 de Septiembre de 2004, Edts. AAGG y IGM, 2004, pp. 1-5, Actas.
- BARREIRA, S. y COMPAGNUCCI, R., 2005. Hielo marino antártico: su relación con la temperatura, la altura geopotencial y la precipitación sobre Sudamérica en invierno y primavera. IX Congraro Argentino de Meteorología: Tiempo, Clima y desarrollo sustentable, Buenos Aires, 3 al 7 de Octubre del 2005, Edts. Centro argentino de Meteorólogos, pp. 1-10, Anales.
- BERRI, G. y FLAMENCO, E., 1999. Seasonal Volume Forecast Of The Diamante River, Argentina, Based On El Niño Observations And Predictions. *Water Resources Research*, vol. 35, núm. 12, pp. 3803-3810.
- CARRIL, A., DOYLE, M., BARROS, V. y NÚÑEZ, M., 1997. Impacts of climate change on the oases of the Argentinean cordillera. *Climate Reserch*, vol. 9, pp. 121-129.
- COMPAGNUCCI, R.H. y ARANEO, D.C., 2001. Principal Sequense Pattern Analysis: A new approach to classifying the evolution of atmospheric systems. *Int. Jour. fo Climatology*, vol. 21, pp. 197-217.
- COMPAGNUCCI, R.H. y VARGAS, W.M., 1998. Interannual variability of Cuyo Rivers Streamflow in Argentinean Andean Mountains and ENSO events. *International Journal of Climatology*, vol.18, pp. 1593-1609.
- COMPAGNUCCI, R.H., 2000. ENSO events impact on hydrological system in the Cordillera de los Andes during the last 450 years. En el libro: *Southern Hemisphere Paleo-and Neoclimates: Methods and Concepts*. Eds. Volkheimer W. and P. Smolka. Editorial Springer Verlag, pp. 175-185.



- COMPAGNUCCI, R., BLANCO, S., FIGLIOLA, M. y JACOVKIS, P., 2000. Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel river: a wavelet approach. *Environmetric*, vol. 11, pp. 251-269.
- COOLEY, W. y LOHNES, P., 1971. *Multivariate data analysis*. Wiley & Sons, New York, New York.
- ESCOBAR, F. y ACEITUNO, P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bull. Inst. fr. études andines*, vol. 27(3), pp. 753-759.
- GUERREAUD, R.D. y BATTISTI, D.S., 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 2113-2123.
- GREEN, P. E., 1978. *Analyzing Multivariate Data*. The Dryden Press: Hinsdale, Illinois. 519 pp.
- HOFFMANN, J.A., 1969. Pronostico del tiempo a largo plazo (2da. Parte), Primeras Jornadas de Nivo-Glaciología, Facultad de Ciencias Políticas y Sociales, UNC, Mendoza, Argentina.
- HOFFMANN, J.A., 1973. Las condiciones meteorológicas y climáticas generales de Cuyo, Jornadas Científico-técnicas, El Agua y el Futuro Regional, Facultad de Cs. Políticas y Sociales, Mendoza, Argentina, pp. 11-13.
- INDEC, Instituto Nacional de Estadística y Censos. <http://www.indec.gov.ar>
- KALNAY, E. y coautores, 1996. The NCEP / NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 77, pp. 437-441.
- KAROLY, D. J., 1989. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events. *J. Climate*, vol. 2, pp. 1239–1252.
- KIDSON, J. W., 1999. Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalysis. *J. of Climate*, vol. 12, pp. 2808-2830.
- MENEGAZZO, I. y RADICELLA, S.M., 1982. Variación Climática-Hidrológica en la Región Cordillerana Andina. *Meteorológica*, vol 13, núm. 1, pp. 49-61.
- MO, K. C., 2000. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, vol. 13, pp. 3599–3620.

- MONTECINOS, A. y ACEITUNO, P., 2003. Seasonality of the ENSO related rainfall variability in central Chile and associated atmospheric circulation. *J. Climate*, vol. 16, pp. 281-296.
- NCEP/NOAA, datos provistos por NOAA-CIRES ESRL/PSD Climate Diagnostics branch, Boulder, Colorado, USA, de su sitio de World Wide Web: <http://www.cdc.noaa.gov/>
- ORSEP, 2003. Organismo Regulador de Seguridad de Presas, Evaluación de la Gestión presupuestaria 2003 del ORSEP, Argentina, de su sitio de World Wide Web: <http://www.orsep.gov.ar/archivos-pdf/informes-anuales/informe-anual-2003.pdf>
- OTNES, R.K., 1972. Digital time series analysis. John Wiley & Sons, 467 pp.
- PETERSON, R.G. y WHITE, W.B., 1998. Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic circumpolar wave with tropical ENSO. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 24573-24583.
- PITTOCK, A. B., 1980. Patterns of climatic variation in Argentina and Chile. Part I: Precipitation, 1931–1960. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 108, pp. 1347–1361.
- PLUMB, R., 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, vol. 42, pp. 217–229.
- PROGRAMA NACIONAL DE LUCHA CONTRA LA DESERTIFICACIÓN, 1997. Documento Base, Ministerio de Desarrollo Social, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Dirección Nacional de Recursos Naturales y Conservación de la Biodiversidad, Dirección de Conservación del Suelo y Lucha contra la Desertificación, Argentina, de su sitio de World Wide Web: <http://www.unccd.int/actionprogrammes/lac/national/1997/argentina-spa.pdf>
- QUINN, W.H. y NEAL, V.T., 1983. Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño and the Chilean subtropical rainfall. *Fish. Bull.*, vol. 81, pp. 363-374.
- QUINTELA, R.M., SCARPATI, O.E. y SPESCHA, L., 1993. Estudio de tendencias de los caudales en ríos argentinos. XII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, vol. 1, pp. 193-205, Actas.
- RUTLLANT J. y FUENZALIDA, H., 1991. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, vol. 11, pp. 63-76.
- RUTLLANT, J., 1987. Synoptic Aspects of the Increase in Rainfall in Central Chile Associated with Warm Events in the Central Equatorial Pacific. *Proc. Conference on Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on El Niño*. Sao Jose dos Campos, July 13-17, 1987: pp. 329-342.

- SCHWERDFEGER, W., 1976. The atmospheric circulation over central and South America, En: *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, Elsevier, Ámsterdam, vol. 12, pp. 2-12.
- SMITH, T.M., y REYNOLDS, R.W., 2004. Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, vol. 17, pp. 2466-2477.
- SUBSECRETARÍA DE RECURSOS HÍDRICOS DE LA NACIÓN, Estadística Hidrológica de la República Argentina, Edición 2004, Versión digital, Confeccionado por EVARSA.
- THOMPSON, D. W. J., and J. M. WALLACE, 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, vol. 13, pp. 1000–1016.
- TRENBERTH, K.E., 1993. The different flavors of El Niño. 18<sup>th</sup> Annual Climate Diagnostic Workshop, Boulder, CO, National Oceanic and Atmospheric Administration, pp. 50-53. Preprints.
- TRENBERTH, K.E., 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, núm. 12, pp. 2771-2777.
- VERA, C., SILVESTRI, G., BARROS, V. y CARRIL, A., 2004. Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, vol. 17, núm. 9, pp. 1741-1753.
- WAYLEN, P. y CAVIEDES, C., 1990. Annual and seasonal fluctuations of precipitation and stream flow in the Aconcagua river basin, Chile. *Journal of Hydrology*, vol. 120, pp. 79-102.
- WAYLEN P., COMPAGNUCCI R.H., y CAFFERA R.M., 2000. Interannual and Interdecadal Variability in Streamflow from the Argentine Andes. *Physical Geography*, vol. 21, núm. 5, pp. 452-465.
- WHITE, W. y PETERSON, R.G., 1996. An Antarctic Circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*, vol. 380, pp. 699-702.
- YUAN X. y MARTINSON, D.G., 2000. Antarctic sea-ice extent variability and its global connectivity. *Journal of Climate*, vol. 13, pp. 1697-1717.

### **Agradecimientos**

A la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación y a los fondos provenientes de los proyectos PIP 98/0428 y PIP 05/5006 del CONICET y UBACYT 01X095 de la UBA.

A los fondos provenientes de los proyectos PICT 2002.186 y PICT 2004-26094.